Natural History Museum Library
000309738

3 4 7

BAND I

3 JAN. 1911

HEFT 6

# GEOLOGISCHE RUNDSCHAU

## ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

UNTER MITWIRKUNG DER
DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

HERAUSGEGEBEN VON DER

## GEOLOGISCHEN VEREINIGUNG

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

UNTER DER REDAKTION VON

G. STEINMANN
(BONN)

W. SALOMON (HEIDELBERG)  O. WILCKENS (JENA)

ERSCHEINT JÄHRLICH IN 6 HEFTEN VON JE ETWA 5 BOGEN
ABONNEMENTSPREIS M. 12.—. EINZELHEFTE M. 2.50

LEIPZIG
VERLAG VON WILHELM ENGELMANN
1910

*Ausgegeben am 30. Dezember 1910*

# INHALT

Seite

**Aufsätze:**

Steinmann, Die kambrische Fauna im Rahmen der organischen Gesamtentwickelung. (Schluß) . . . . . 81
Gerth, Gebirgsbau und Facies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. (Mit 2 Textfiguren) . . . . . 82

**Kleinere Mitteilungen:**

Quensel, Beitrag zur Geologie der patagonischen Cordillera . . . . . 297
Salomon, Die Spitzbergenfahrt des Internationalen Geologischen Kongreßes 302

**Besprechungen:**

Büßerschnee (H. Heß) . . . . . 310
Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges (C. Mordziol) . . . . 313
Kaustobiolithe (H. Potonié) . . . . . 327
Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland (H. Stremme) . . 337

**Geologischer Unterricht:**

Geologische Lichtbilder, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. (Mit Taf. II—VII) . . . . . 345
**Bücher- und Zeitschriftenschau** . . . . . 346
**Gesellschaften, Versammlungen, Institute usw.** . . . . . 350
**Personalia** . . . . . 351
**Geologische Vereinigung** . . . . . 352
Einladung zur 2. Hauptversammlung . . . . . 354

***Die Fachgenossen und Verleger werden gebeten, Bücher und Sonderabzüge zum Zweck der Besprechung an den Verleger der Rundschau Wilhelm Engelmann, Leipzig, Mittelstraße 2 zu senden. Ebendahin sind auch Beschwerden über nicht zugegangene Hefte der Zeitschrift zu richten.***

***Zusendungen an die Redaktion.***

*An den Redakteur Professor* ***G. Steinmann, Bonn,*** *Poppelsdorfer Allee 98* sind zu senden:

1. Manuskripte von Aufsätzen und kleineren Mitteilungen, Notizen usw.
2. Besprechungen aus den Gebieten: Tektonik, Niveauschwankungen, Morphologie, Erosion, Glazialgeologie, Sedimentbildung, Erdöl, Kohlen, usw. Geologischer Unterricht.

*An den Mitredakteur Professor* ***W. Salomon, Heidelberg:***

Besprechungen aus den Gebieten: Chemische Geologie, Petrographie, Salzlagerstätten, Metamorphosen, Erzgangbildung, Präkambrium, Erdinneres, Vulkanismus, Erdbeben, Geologie anderer Weltkörper, Technische Geologie.

*An den Mitredakteur Professor* ***O. Wilckens, Jena,*** *Reichardtstieg 4:*

Besprechungen aus den Gebieten: Stratigraphie, Regionale Geologie.

Die Verfasser von Aufsätzen erhalten 100 Sonderabzüge unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten. Zusammenfassende Besprechungen werden mit 60 ℳ, Einzelreferate und kleinere Mitteilungen mit 40 ℳ für den Bogen honoriert. Von den Referaten werden 50 Sonderabzüge unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert.

Über die Beigabe von Abbildungen ist vorherige Verständigung mit der Redaktion erforderlich.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Autornamen ~~~~~ (Majuskel), Fossiliennamen ———— (kursiv), wichtige Dinge ———— (gesperrt), Überschriften ═══ (fett).

auch andererseits kein so grosses Unglück für die phylogenetische Forschung. Gelingt es uns nicht, aus dem doch immerhin reichen Schatze der positiven Überlieferung jüngerer Zeiten ein eindeutiges und befriedigendes Bild von dem gesamten Entwickelungsgange der Schöpfung zu gewinnen und die Gesetze zu erkennen, nach denen dieser Vorgang sich vollzogen hat, so würden einige kambrische und vorkambrische Reste mehr uns schwerlich dazu verhelfen.

Nach obigen Ausführungen erscheinen die mehrfach erörterten Fragen nach den Ursachen der Armut der kambrischen Fauna und nach denen ihres plötzlichen Erscheinens nicht eigentlich als Probleme, für die eine besondere Lösung gesucht werden müsste, möge diese in ungewöhnlichen Vorgängen der Aussenwelt oder in dem Entwickelungsgange der Schöpfung selbst beruhen.

Ich würde es auch nicht für nötig erachtet haben, mich über dieses Thema ausführlicher zu ergehen, wenn es nicht auf die Tagesordnung des 11. internationalen Geologenkongresses gesetzt worden wäre. Solche Gelegenheiten führen aber dazu, dass — man möchte sagen — Selbstverständlichkeiten ausgesprochen werden, und dass dabei an Dinge erinnert wird, die sich eigentlich jeder ohne Schwierigkeit aus den bekannten Tatsachen ableiten kann. Freilich wird gerade das Selbstverständliche häufig genug übersehen und vergessen, ganz besonders wenn es interessant erscheinenden Hypothesen den Boden entzieht.

VI.

# Gebirgsbau und Fazies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges.

Von **H. Gerth** (Bonn).

Mit 2 Textfig.

---

Beim Fortschritte der geologischen Aufnahmen im Rheinischen Schiefergebirge treten immer mehr folgende beiden wichtigen Tatsachen hervor: Die Ablagerungen des Devon sind einem ausserordentlich häufigen und vielseitigen Faziswechsel unterworfen, und der tektonische Bau des Gebirges ist viel komplizierter, als man anfangs angenommen hatte. Mit diesen interessanten Ergebnissen wollen wir uns im folgenden beschäftigen und dann die Frage erörtern, inwieweit etwa ein Zusammenhang zwischen dem vielfachen Faziswechsel und dem Gebirgsbau besteht. Vielen wird eine solche Betrachtung heute, wo die geologische Detailuntersuchung des Rheinischen Schiefergebirges gerade erst im Anfang begriffen ist, verfrüht erscheinen; vielleicht lassen sich aber aus dem vorhandenen Tatsachenmaterial doch schon Gesichtspunkte gewinnen, die für den Fortschritt der Erforschung von Wichtigkeit sein werden. Bei unseren Betrachtungen werden wir weniger von eigenen neuen Beobachtungen ausgehen, als vielmehr aus schon vorhandenen neue Schlüsse ziehen.

Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon sind in jüngerer Zeit von Holzapfel[1]) und von Fuchs[2]) nach verschiedenen Gesichtspunkten behandelt worden, und wir wollen uns hier auf eine kurze Zusammenfassung der für uns interessanten Tatsachen beschränken.

Entlang dem Südrande des Gebirges finden wir eine Zone eigentümlicher Gesteine entwickelt, die sich durch ihren kristallinen

---

[1]) Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon. v. Koenen Festschrft. Stuttg. 1907.

[2]) Stratigraphie des Hundsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevon mittelrheinischer Fazies usw. Zeitschrft. d. d. geol. Gesellsch. 1907.

Charakter von allen übrigen Sedimenten desselben entfernen. Ich meine die sogenannten Serizitgesteine, die die Vorberge des am Südrande des Gebirges kammartig aufragenden Taunus und Hundsrück bilden. Die Deutung und Altersbestimmung dieser Bildungen hat von jeher grosse Schwierigkeiten gemacht und ist auch heute noch nicht vollkommen geklärt. Lossen[1]) und Koch[2]) haben sie zuerst eingehender studiert und als Hornblendeserizitschiefer, Augitserizitschiefer, Serizitkalkphyllite und Serizitgneise beschrieben. Einen wichtigen Fortschritt in unserer Erkenntnis der Natur dieser Gesteine machten wir durch die Untersuchungen von Milch[3]). Er wies nach, dass ein grosser Teil der Augitserizitschiefer Koch's und Serizitkalkphyllite Lossen's umgewandelte, dynamometamorph veränderte Diabase sind. Milch will an einem unveränderten Diabase bei Rauental Übergänge zu den Schiefern beobachtet haben. Zu dem gleichen Ergebnis führten die Untersuchungen Schauf's. Die Serizitgneise erkannte Buecking als umgewandelte Quarzporphyre. Die ganze Schichtserie besteht also offenbar aus Sedimenten mit zahlreichen Diabasen und Quarzporphyren, die zusammen eine starke regionalmetamorphe Umwandlung erfahren haben. In neuerer Zeit hat sich dann besonders v. Reinach[4]) mit den in Rede stehenden Gesteinen beschäftigt. Er grenzt sie scharf ab von den Phylliten des Gedinnien an der Basis des Devon und unterscheidet zwischen Eppsteiner Schiefer im Westen und Homburger Schiefer im Osten, die sich durch ihre petrographische Zusammensetzung unterscheiden. Wie schon Milch zeigte, nimmt nämlich der Grad der Umwandlung, den die Serizitgesteine erlitten haben, von Westen nach Osten zu. v. Reinach glaubte ferner einen sattelförmigen Aufbau der Serizitschiefer beobachten zu können. Die Serizitgneise und Augitserizitschiefer sind vorwiegend dem Nordflügel dieses Sattels eingelagert, während auf der Südseite umgewandelte Eruptiva selten sind. Dort konnte aber v. Reinach im Hangenden der Eppsteiner Schiefer einige weniger metamorphosierte Schichten konstatieren. Es sind dunkle, teilweise graphitische Schiefer und Quarzitschiefer, in denen gelegentlich dichte kieselschieferähnliche Lagen auftreten, sowie auch dolomitische Kalkbänke, die an der Oberfläche zu Ocker verwittern. Da diese Sedimente einige litho-

[1]) Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östl. Hälfte d. Kreises Kreuznach. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1867.

[2]) Geolog. Spezialkarte von Preussen. Lief. 31.

[3]) Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug. Dissert. Heidelberg 1889.

[4]) Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Taunus. Jahrb. d. kgl. preuss. Landesanstalt 1902.

logische Ähnlichkeit besitzen mit Ablagerungen, die aus anderen Gegenden Deutschlands als Silur beschrieben worden sind, möchte v. Reinach auch ihnen ein silurisches Alter zuschreiben. Auf der Nordflanke des Sattels der Eppsteiner Schiefer liessen sich unter den Phylliten des Gedinnien nur fetzenartige Reste der eben geschilderten Sedimente in künstlichen Aufschlüssen nachweisen. Kürzlich hat nun Lepsius[1]) sowohl die Serizitgesteine als auch die silurähnlichen Sedimente v. Reinachs als verändertes Mitteldevon angesprochen, eine Hypothese, die angesichts der Tatsache, dass wir Diabase und Quarzporphyre wohl im Mitteldevon der Lahn- und Dillgegend weit verbreitet, keineswegs aber in den Silurablagerungen Mitteleuropas finden, sicher eine eingehende Prüfung verdient. Quarzitische und kieselschieferähnliche Einlagerungen sind auch aus den Tonschiefern des Mitteldevons beschrieben.

Die Serizitgesteine werden am Südabhang des Rheinischen Schiefergebirges offenbar diskordant überlagert von den sogenannten bunten Phylliten oder Taunusphylliten. Im Kern des Phyllitsattels von Assmannshausen und an der Basis der Phyllite am Taunusabhang treten breccienartige Bildungen[2]) auf, die von Leppla[3]) und v. Reinach mit dem Basalkonglomerat des Gedinniens der Ardennen parallelisiert worden sind. Über den Phylliten können wir dann im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges zwei ganz verschiedene Fazies unterscheiden. Auf der einen Seite eine sandige Flachseebildung mit ärmlicher Zweischaler-Fauna und Resten von Panzerfischen, den Taunusquarzit (+ Hermeskeilschichten), auf der anderen Seite tonige Absätze des tieferen Meeres mit Cephalopoden- und Echinodermen-Fauna, die Dachschiefer der Hundsrückschiefer. Eine Mittelstellung zwischen diesen beiden extremsten Ausbildungen nehmen gewissermassen die Unterkoblenzschichten ein, eine Wechsellagerung von Tonschiefern, Grauwacken und Quarziten mit reicher Brachiopoden- und Lamellibranchier-Fauna. Wenn man jetzt auch ziemlich allgemein Taunusquarzit, Hundsrückschiefer und Unterkoblenzschichten als zeitlich aufeinanderfolgende Ablagerungen betrachtet, so ist es vielleicht doch möglich, dass es sich teilweise um altersgleiche Bildungen handelt, die sich gegenseitig vertreten. Die Unterschiede in der Fauna finden durch die Verschiedenheiten der Fazies eine hinreichende

---

[1]) Über den Zusammenhang zwischen den tiefen Quellen und den grossen Gebirgsüberschiebungen. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1909.

[2]) In eine quarzitische, serizitische Grundmasse sind Brocken von Quarzitschiefern und Kieselschiefern (!) eingebettet.

[3]) Geolog. Spezialk. v. Preussen. Blatt Pressberg-Rüdesheim.

Erklärung. Die oberste Stufe des Unterdevon im südlichen Teil des Gebirges, die Oberkoblenzschichten, sind allenthalben ziemlich eintönig entwickelt. Auch sie bestehen aus Grauwacken und Schiefern, die lokal, besonders an der Basis, durch Quarzit vertreten werden. Die Fauna ist bedeutend reicher als die der tieferen Horizonte und durch das Auftreten zahlreicher neuer Typen gut charakterisiert.

Eine weit grössere Rolle spielen die Faziesunterschiede im Mitteldevon. Die rein sandige Ausbildung tritt zurück, während die Tonschieferfazies, mit ganz ähnlichem Faunacharakter wie im Unterdevon, durch die Wissenbacher- oder Orthocerasschiefer vertreten ist. Besonders charakteristisch für das Mitteldevon ist die kalkige Entwickelung der Ablagerungen, die dem tieferen Devon noch so gut wie ganz fehlt. Unter den Kalken selbst können wir verschiedene Ausbildungsarten unterscheiden: Massenkalke, Cephalopodenkalke und Krinoidenkalke. Der Massenkalk ist, wie sein Name andeutet, ein schlecht geschichteter Kalk, an dessen Aufbau Korallen, besonders die sogenannten Tabulaten und Stromatoporen beteiligt sind. Er gehört der oberen Abteilung des Mitteldevon an und neigt gern zur Dolomitisierung. Die Cephalopodenkalke sind im Gegensatz zum Massenkalk geschichtet, auch bilden sie in der Regel keinen selbständigen Horizont, sondern linsenförmige Einlagerungen in den Tonschiefern. Eine etwas grössere Ausdehnung erreicht der Odershäuser Kalk, der sich durch das Auftreten von *Stringocephalus* als ein Äquivalent des Massenkalks erweist. Die übrigen Vorkommen von Goniatitenkalk gehören dem unteren Mitteldevon an und sind mit verschiedenen Lokalnamen, wie Günteroder und Ballersbacher Kalk, bezeichnet worden. Die Krinoidenkalke schliesslich haben eine ganz untergeordnete und lokale Bedeutung. Es sind vorwiegend aus Stielgliedern aufgebaute Kalke, die aber auch Brachiopoden, Trilobiten und Korallen enthalten. Hierher gehört das Kalkvorkommen von Greifenstein in der Lahnmulde und die Kalke der Krinoidenschichten der Mitteldevonmulden der Eifel.

Die verschiedenen Fazies, die wir eben im Mitteldevon kennen gelernt haben, setzen sich auch in das Oberdevon fort. An Stelle der Orthoceras- und Tentakulitenschiefer treten die Cypridinenschiefer, die allerdings in den höchsten Lagen des Oberdevon einer sandigen, Landpflanzen führenden Ablagerung Platz machen. Cephalopodenkalke sind in Gestalt der Adorfer Goniatitenkalke und Clymenienkalke in weit grösserer Ausdehnung entwickelt als im Mitteldevon. Der Massenkalk wird durch den Iberger Kalk vertreten, eine Verquickung von Krinoiden- und Korallenkalkfazies mit dem einer deutschen

Oberdevon sonst fremden Fossilführung. Der Iberger Kalk besitzt eine nur ganz lokale Verbreitung und dort, wo er vorkommt, tritt Kulmkalk mit ihm auf, eine dem rechtsrheinischen Unterkarbon gleich-

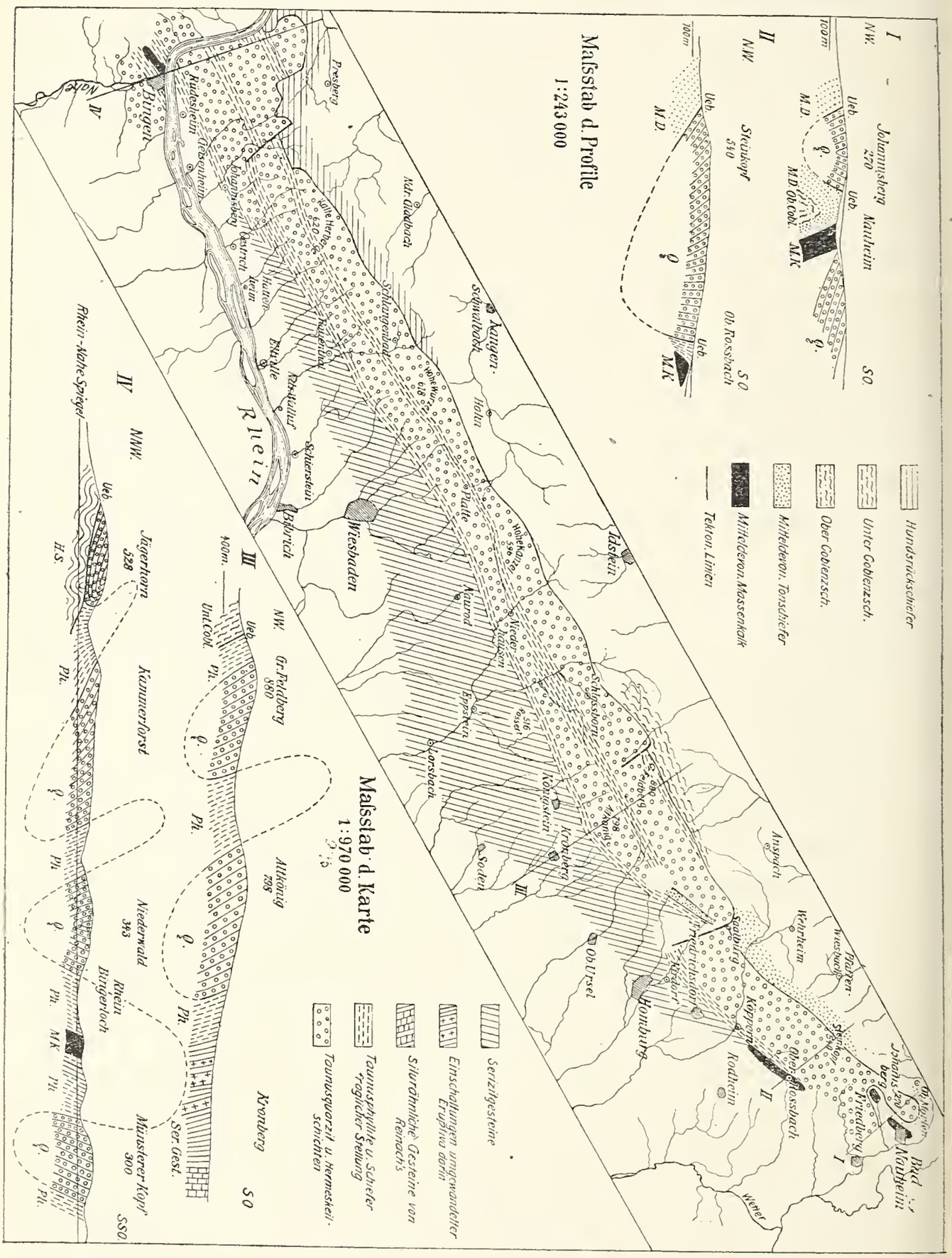



Fig. 1.

falls fremde Bildung, die durch ihre Fauna an den Kohlenkalk Belgiens erinnert. Schliesslich verdient noch die eruptive Fazies Erwähnung, die schon im Mitteldevon beginnt und im Oberdevon das Maximum

ihrer Verbreitung erreicht. Sie wird repräsentiert durch die vielfach deckenartig ausgebreiteten Diabase und die sie begleitenden mächtigen Tuffbildungen oder Schalsteine.

Wenden wir uns nun nach diesem Überblick über die Ablagerungen des Devon und ihre verschiedenartigen Ausbildungen dem Gebirgsbau zu. Wir beginnen unsere Betrachtung wieder im Süden mit dem Kamm des Taunus. Er besteht zum grössten Teil aus parallelen, aus Quarzit gebildeten Höhenzügen. Es sind Mulden des Taunusquarzits, die durch Antiklinalen der darunterliegenden Phyllite des Gedinnien voneinander getrennt werden. Im Durchbruchtal des Rheins können wir von Süden nach Norden vier solche durch Schiefersättel getrennte Quarzitsynklinalen unterscheiden. Gegen Osten reduziert sich ihre Zahl bald auf zwei, die sich, abgesehen von den seitlichen Verschiebungen, die sie durch Querstörungen erleiden, bis in die Gegend von Homburg verfolgen lassen. Noch weiter östlich, jenseits der Saalburg-Querstörung, beobachten wir nur noch eine flach nach Norden übergelegte Quarzitmulde, die sich bis nach Nauheim hinzieht. (Vergl. die geologische Skizze des Taunus, Fig. 1, die im W. nach den Aufnahmen der kgl. preuss. geolog. Landesanstalt und im O. nach der Karte Ludwig's sowie nach eigenen Beobachtungen entworfen ist.) Die Sättel und Mulden zeigen im allgemeinen das charakteristische, steile Südostfallen des ganzen Gebirges. Nur am Südrande des Gebirges nimmt der Südschenkel der südlichsten Mulde westlich Königstein steiles Nordwestfallen an, das quer durch die bei Bingen noch weiter südlich auftauchende Quarzitmulde des Rochusbergs aufweist. (Vergl. Prof. IV, Fig. 1). Schon lange ist es bekannt, dass der Kamm des hohen Taunus, die eben geschilderten Quarzitzüge, nach Norden überschoben sind auf die Schiefer, die das nördlich anschliessende Taunusplateau bilden. Koch hat diese Störung bereits bei der Aufnahme des Blattes Feldberg erkannt. Besonders deutlich ist die Überschiebung auf der Ostseite des Rheintales unterhalb Assmannshausens aufgeschlossen und hier neuerdings auf dem von Leppla aufgenommenen Blatt Pressberg-Rüdesheim der geologischen Spezialkarte zur Darstellung gebracht worden. Die nördlichste Quarzitmulde ist flach nach Norden übergelegt und auf Hundsrückschiefer überschoben, wie ich das in Prof. IV angedeutet habe. Auf dem westlichen Ufer des Stromes ist die Überschiebung infolge einer Senkung der Achse des Gebirges in dieser Richtung weniger gut angeschnitten. Nicht überall liegt die Überschiebungsfläche flach, sondern meist ist sie durch nachträgliche Faltung steil aufgerichtet worden. Gegen Osten sehen wir immer jüngere Schichten des nördlichen Vorlandes unter

dem Kamm des hohen Taunus verschwinden. Am Nordabhang des Grossen Feldbergs ruhen die hier unter der Quarzitmulde an der Stirn der Überschiebung wieder hervorkommenden Phyllite auf Unterkoblenzschichten (Prof. III). Bei Nauheim sind die östlichsten Ausläufer des Taunuskammes schliesslich auf Mitteldevon überschoben. Die Quarzitmulde des Johannisbergs ruht auf Orthocerasschiefer. Allenthalben finden wir sie auf der Ostseite des Berges an seinem Fusse anstehen (Beichthaus, Golfplatz), und auf der Nordflanke bilden sie in dem von Obermörlen heraufziehenden Wege das Liegende des Quarzits. Diese interessanten Lagerungsverhältnisse am Ostende des Taunus bei Bad Nauheim sind zuerst von Ludwig[1]) beschrieben worden unter Benutzung der Ergebnisse der älteren Sprudelbohrungen. Diese Bohrungen hatten ergeben, dass die den Quarzit des Johannisbergs unterteufenden Tonschiefer an seinem Südostabfall eine Antiklinale bilden, in deren Kern Koblenzschichten erbohrt wurden. Auf dem Südschenkel der Schiefer liegt eine Scholle mitteldevonischen Massenkalks, in deren Klüften die berühmten Thermalquellen aufsteigen. Weiter gen Süden folgt dann im Hangenden des Kalks wieder flachliegender Quarzit; unser Profil I veranschaulicht diese anormale Lagerung. Der Massenkalk zieht im Kerne einer jetzt der Abtragung anheimgefallenen Quarzitantiklinale im Süden des Johannisbergs nach Westen. Beim Hof Hasselheck tritt er zum letzten Male in einem auf drei Seiten von Quarzit umschlossenen Fenster zutage. Heute verrät sich das interessante Kalkvorkommen allerdings nur noch durch Stücke in den Steinhaufen der Felder, früher war es aufgeschlossen, und Ludwig hat verschiedene Korallen daraus beschrieben. Der hessische Geologe sah sich dadurch, dass der Quarzit hier allenthalben im Hangenden des Mitteldevon auftritt, veranlasst, ihm eine Stellung im Oberdevon oder Karbon einzuräumen. Jetzt ist durch die Fossilführung das altdevonische Alter des Taunusquarzits erwiesen, und wir müssen tektonische Vorgänge zur Erklärung der anormalen Lagerungsverhältnisse bei Bad Nauheim heranziehen. Der Taunusquarzit muss hier auf weite Erstreckung hin in flacher Überschiebung über das Mitteldevon bewegt und mit diesem zusammen aufgefaltet worden sein.

Wenden wir uns nun dem Südabfall des Gebirges zu. Unter den Phylliten, die die südlichste Quarzitmulde unterteufen, treten die Serizitgesteine hervor, die, wie wir gesehen haben, sattelförmige Lagerung erkennen lassen. Aber nur dem zentralen Teile des Taunus

[1]) Über das Rheinische Schiefergebirge zwischen Butzbach und Homburg vor der Höhe. Jahrb. d. nass. Ver. f. Naturk. Wiesbaden 1853. Geol. Spezialk v. Hessen.

sind die Serizitgesteine vorgelagert, sowohl nach Westen, als auch gegen Osten hören sie auf. (Vergl. die Kartenskizze, S. 86.) Im Westen taucht auf ihrer Südflanke eine neue Quarzitmulde auf, die den Rochusberg bei Bingen bildet. Zwischen dieser und der nächsten, nördlich folgenden Quarzitmulde des Niederwald und Bingerwald treffen wir auf der linken Rheinseite bei Bingen im Fortstreichen des Sattels der Serizitgesteine eine äusserst kompliziert gebaute Schieferantiklinale. Auf der Südflanke finden sich in die den Quarzit des Rochusberges unterteufenden Phyllite Serizitgesteine eingelagert. Im Kern der Antiklinale taucht aber plötzlich eine den Schiefern konkordant eingelagerte Massenkalkscholle auf, der Dolomit von Bingerbrück. Im Norden folgen dann wieder Phyllite und Tonschiefer und schliesslich die Quarzite des Binger- und Niederwald, wie es in unserem Profil IV angedeutet ist. Auf der rechten Naheseite ist der Kalk in Bingen selbst unter den Schiefern erbohrt worden, so dass wir annehmen müssen, dass er in der Tiefe flachere Lagerung annimmt und die Mulde des Rochusberges unterteuft. Ähnlich wie bei Bad Nauheim tritt also auch hier das Jüngste, der mitteldevonische Massenkalk, in der Tiefe, im Kern der Antiklinale auf, eine Lagerung, die nur durch intensive tektonische Vorgänge erklärt werden kann.

Weiter nach Westen steht der Dolomit von Bingen in Verbindung mit einem viel ausgedehnteren Kalkvorkommen, dem von Stromberg[1]). Im Tale von Stromberg selbst haben wir mehrere aufeinandergeschobene, durch schmale Schieferbänder getrennte Kalkschollen, die so dort lokal eine bedeutende Mächtigkeit erreichen, nach den Seiten aber bald auskeilen. Auf ihrer Nordflanke werden sie von verschiedenen Stufen des höheren Unterdevon begleitet. Im Süden des Kalkes ist bei Stromberg selbst ein äusserst interessantes Profil aufgeschlossen, das schon Lossen[2]) beschrieben hat. In seinem Hangenden folgen Tonschiefer, in die zunächst Diabas und Kieselschiefer[3]), dann aber

[1]) Bei einer kurzen Begehung des Gebietes von Stromberg hatte ich mich der freundl. Führung des Herrn Referendar Scotti zu erfreuen, der zurzeit mit einer genauen Untersuchung dieser interessanten Gegend beschäftigt ist.

[2]) Geognost. Beschreib. d. linksrhein. Fortsetzung des Taunus. Zeitschrft. d. d. geol. Gesellschft. 19. Berlin 1867.

[3]) Hieraus schloss Rothpletz auf ein silurisches Alter dieser Schichten. Kieselschiefer-ähnliche Einlagerungen werden aber auch aus den Tonschiefern des Mitteldevon im Lahntale beschrieben. v. Reinach hat solche, wie erwähnt, in den Schichten im Hangenden des Südflügels der Serizitgesteine aufgefunden. Auf das Vorkommen von Kieselschieferbrocken in der Breccie an der Basis der Phyllite haben wir gleichfalls aufmerksam gemacht.

auch Serizitgneis eingeschaltet sind. Weiterhin folgen Serizitschiefer und die Serizitkalkphyllite Lossen's und dann schliesslich die südlichste Quarzitmulde. Die verschiedenen Einschaltungen in den Schiefern sind aber im Streichen nicht beständig, sie keilen aus und andere treten an ihre Stelle, wie überhaupt nicht nur die Mächtigkeit des Kalkes, sondern auch die der Schiefer zwischen Kalk und Quarzit kolossalen Schwankungen unterworfen ist. Diese Unbeständigkeit und Durcheinanderwürfelung verschiedenartiger Horizonte erinnert sehr an die sogenannten Quetschzonen, wie sie in den Überschiebungsgebieten der Alpen auftreten.

Wenden wir uns nun der Fortsetzung der Serizitgesteine nach Osten zu. Sie lassen sich bis in die Gegend von Köppern unweit Homburg verfolgen. Weiter östlich bei Ober-Rossbach tritt in ihrem Fortstreichen wieder mitteldevonischer Massenkalk auf, aus dem Lotz [1]) *Pentamerus rhenanus* beschrieben hat. Er wird überlagert von weichen, leicht verwitternden bunten Schiefern, die den Übergang zum Taunusquarzit vermitteln. In den Schiefern findet man schlecht erhaltene Fossilien (Atrypa, Phacopiden), die bis jetzt noch keine sichere Altersbestimmung zulassen, nach der Ansicht Drevermann's ähneln sie den Dalmanitenschiefern Kayser's. Die Lagerungsverhältnisse bei Ober-Rossbach soll unser Profil II veranschaulichen. Die Tatsache, dass sowohl in der östlichen, wie auch in der westlichen Fortsetzung der Serizitgesteine mitteldevonischer Kalk auftritt, veranlassten Lepsius [2]) zu der Annahme, dass der Kalk auch unter den Serizitgesteinen fortsetze und allenthalben ihr Liegendes bilde. Als Stütze für seine Hypothese führt Lepsius den hohen Gehalt an Kalziumsalzen der am Südrand des Taunus in der Serizitschieferzone austretenden Mineralquellen an (Homburg, Crontal, Soden, Wiesbaden). Ich möchte noch hinzufügen, dass Sandberger [3]) unter den Einschlüssen des Basaltes von Naurod, der die Serizitschiefer östlich Wiesbaden durchbricht, körnigen Kalk mit einem dunklen Schieferfragment beschreibt. Auch dieser Kalk, von dem Sandberger annimmt, dass er einer Einlagerung in dem Gneis des Grundgebirges entstammt, findet durch die Lepsius'sche Annahme eine einfachere Erklärung. Die Serizitgesteine selbst mit ihren umgewandelten Diabasen und Quarzporphyren hält Lepsius, wie wir schon erwähnten, für veränderte Mittel- und Oberdevonsedimente. Wir hätten es also hier am Süd-

[1]) Jahrb. d. kgl. preuss. Landesanst. 1902.

[2]) Notizbuch d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1909.

[3]) Sandberger, F., Über Basalt von Naurod und seine Einschlüsse. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. **33**. Wien 1883.

abhang des Taunus mit zwei verschiedenen tektonischen Elementen zu tun: einem unteren, dem der mitteldevonische Massenkalk und vielleicht auch die Serizitschiefer mit ihren Einlagerungen und Begleitgesteinen angehören, und einem oberen, das aus der geologisch älteren Schichtserie der Phyllite und des Taunusquarzit besteht. Ob hier tatsächlich das älteste Unterdevon deckenartig auf jüngeres Devon überschoben und dann mit diesem zusammen gefaltet wurde, also etwa der ganze östliche Taunuskamm eine schwimmende Masse darstellt, oder ob es sich nur um einen intensiven Schuppenbau handelt, das müssen weitere eingehendere Untersuchungen entscheiden.

Ehe wir den Taunus verlassen, wollen wir noch einen Blick auf eine interessante Komplikation werfen, die durch die in den letzten Jahren in den Südabhang des Gebirges zum Zwecke der Wasserversorgung getriebenen Stollen aufgeschlossen wurde. Die Profile dieser Wasserstollen sind von v. Reinach [1]) eingehend beschrieben worden. Sie geben uns gute Aufschlüsse über die Lagerungsverhältnisse an der Grenze von Serizitgesteinen, Phylliten und Quarzit. Ganz besondere Aufmerksamkeit verdienen die drei Stollen, die oberhalb Homburg in den Südostabhang des Herzberg getrieben worden sind. Hier hat man zwischen Phylliten und Taunusquarzit eingeschaltet Unterkoblenzschichten angetroffen, deren Alter durch Fossilführung in einem der Stollen unzweifelhaft festgestellt worden ist. (Siehe Fig. 2, S. 92.)

v. Reinach fasst dieses merkwürdige Vorkommen einfach als eine grabenartige Versenkung auf. Hiergegen scheinen jedoch verschiedene Tatsachen zu sprechen: Vor allem ist auffallend, dass der Einbruch in dem gefalteten Gebirge gerade der Grenze zwischen Quarzit und Phyllit gefolgt sein soll. Allerdings zeigen die Unterkoblenzschichten meist ein von dem normalen Streichen und Fallen des Gebirges abweichendes Verhalten, doch ist dieses dann nicht auf sie allein beschränkt, sondern die Schichten in ihrem unmittelbaren Hangenden oder Liegenden weisen die gleichen Anomalien auf und nehmen erst allmählich wieder normale Lagerung an. Weniger für eine Verwerfung sprechen schliesslich die breiten Grenzzonen, innerhalb deren das Gestein ganz zerquetscht und zertrümmert ist. Ich glaube, dass es sich hier vielmehr um eine abgeschürfte und eingefaltete Scholle handelt, wobei ich zunächst dahingestellt sein lassen will, ob die Unterkoblenzschichten aus dem Hangenden oder Liegenden der Quarzite und Phyllite stammen. Dass eine solche Einschuppung gerade der Grenze zwischen hartem und weichem Gestein folgte, ist ja leicht verständ-

[1]) Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen. Abh. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. 1907.

lich. Auf jeden Fall ist hier ganz zufällig durch die Wasserstollen eine Komplikation im Gebirgsbau aufgedeckt worden, von der man bei den unvollkommenen oberflächlichen Aufschlüssen keine Ahnung hatte und deren sich noch viele unserer Kenntnis entziehen können.

Solche unvermittelte Einschaltungen andersaltriger Schichten in eine scheinbar ganz normale Serie lassen stets auf einen äusserst komplizierten Gebirgsbau schliessen. Sie gehören im Rheinischen Schiefergebirge keineswegs zu den Seltenheiten, besonders bezeichnend sind sie z. B. für die Lahnmulde.

Nur als Beispiele für die Art der Verwicklungen möchte ich hier ein paar Erscheinungen aus dieser Gegend anführen, die heute noch vollkommen ihrer Erklärung harren. In dem als Fossilfundpunkt wohlbekannten Steinbruch bei Bicken finden wir auf einem schmalen Streifen stark gestörte Schollen von nicht weniger als vier verschiedenen mittel- und oberdevonischen Kalkhorizonten zusammengepresst. Die

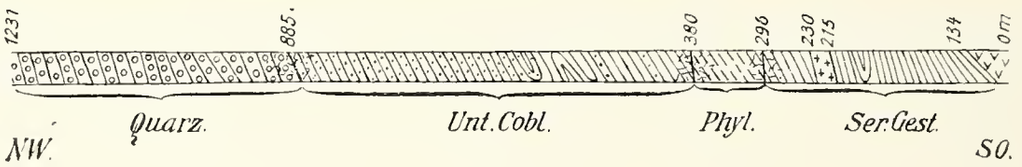



Fig. 2.

mächtigen Schiefer, die diese Kalke sonst voneinander trennen, sind hier offenbar durch tektonische Vorgänge ausgequetscht worden. Unweit Greifenstein ist in die alten Grauwacken plötzlich ein Fetzen mitteldevonischen Krinoidenkalks eingeschaltet, der von Tonschiefern begleitet wird. Von einem zweiten, der näheren Umgebung ebenso fremdartigen Gestein, dem Pentamerusquarzit, finden sich nur noch lose Blöcke, und das Anstehende ist offenbar bereits ganz der Abtragung anheimgefallen. Von jeher hat der dem normalen deutschen Oberdevon fremdartige Ibergerkalk die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt. Er tritt in der Regel in Schollen auf, die ringsum von der mylonitähnlichen, sog. Langenaubacher Tuffbreccie umhüllt werden und nur in einer ganz bestimmten tektonischen Zone im Norden der Lahnmulde. Bei diesen Komplikationen im kleinen ist es selbstverständlich, dass es sich auch im grossen nicht um eine regelmässige Mulde handeln kann, wie das auch neuere Forschungen ergeben haben.

In Grauwacken, Schiefern und Quarziten, von denen man glaubte, dass sie von karbonischem Alter seien und zu den jüngsten, den Kern der Mulde bildenden Schichten gehören, fand Denkmann[1]) im Keller-

[1]) Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. Berlin 1901. Geolog. Spezialkarte v. Preussen. Lief. 116. Berlin 1902.

wald, der in der unmittelbaren Fortsetzung der Lahnmulde liegt, graptolithenführende Gesteine eingelagert. Hierdurch war nachgewiesen, dass diese Schichten zum Teil dem Silur angehören und die ältesten Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges überhaupt repräsentieren. Von Denkmann wurde die ganze Schichtenfolge des breiten Zuges von Grauwacken, Quarziten, Schiefer und Plattenkalken der sich vom Dillgebiet bis zum Kellerwald verfolgen lässt und dann im Harz wieder auftaucht, ins Silur gestellt, obwohl sich nur in einigen wenigen Horizonten charakteristische Silurfossilien auffinden liessen, andere dagegen wegen der eingeschlossenen Landpflanzenreste und Goniatiten eher ein devonisches Alter für sich beanspruchen. Die Zugehörigkeit dieser letzten Ablagerungen zum Silur ist daher auch, in neuester Zeit besonders von Lepsius [1]), stark angezweifelt worden und in der Tat lassen sich gegen die Silurschichtenfolge Denkmann's schwere Bedenken erheben. Nicht allein die Fossilführung mancher Schichten spricht gegen ein silurisches Alter, sondern auch ihr petrographischer Habitus. Zwei der durch Fossilien belegten Silurhorizonte des Kellerwaldes konnte Denkmann mit den unmittelbar aufeinanderfolgenden Etagen $E_2$ und $F_1$ der marinen Schichtfolge Böhmens identifizieren, zwischen sie sollen sich aber nun hier plötzlich mächtige Quarzite und Grauwacken mit Landpflanzenresten einschalten, die sonst dem mitteleuropäischen Silur ganz fremd sind. Dadurch, dass Denkmann alle diese Ablagerungen in sein Silur einbezieht, bleiben ihm keine Sedimente für das tiefere Unterdevon übrig, und er nimmt an, dass dieses im Kellerwald nicht zur Ablagerung gekommen sei, und erst wieder die Koblenzstufe transgrediere: Eine Hypothese, die uns sehr befremden muss angesichts der Tatsache, dass südlich und nördlich des schmalen Streifens, den Kellerwald und Lahnmulde einnehmen, das Unterdevon im ganzen Rheinischen Schiefergebirge in grosser Mannigfaltigkeit und bedeutender Mächtigkeit entwickelt ist [2]). Bei der Aufstellung seiner Silurschichtenfolge ging Denkmann von der Annahme aus, dass die einzelnen Horizonte in der Reihenfolge, in der wir sie heute im Kellerwalde beobachten, sich noch im wesentlichen in der ursprünglichen Aufeinanderfolge ihrer Ablagerung befinden. Fand er z. B. zwischen Schichten mit Silur-Versteinerungen einen Kalk eingeschaltet, so war es für ihn ganz selbst-

[1]) Notizblatt d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. Darmstadt 1908. Geologie von Deutschland. B. II. 1910.

[2]) Nach Abfassung dieser Zeilen hat sich Lepsius neuerdings zu der Erwiderung Denkmann's geäussert (Monatsber. d. d. geol. Ges. 1910) und auch auf die geringe Mächtigkeit des U.-Devons nach der Denkmann'schen Auffassung hingewiesen.

verständlich, dass dieser Kalk auch dem Silur angehören muss, selbst wenn sich Goniatiten darin fanden. Setzen wir aber die Möglichkeit voraus, dass im Kellerwald ein äusserst komplizierter Gebirgsbau herrscht, so werden wir uns solche Einschaltungen auch durch Einfaltung und Einschuppung erklären können. Bei der Feststellung einer Schichtenfolge werden wir also hier am meisten Wert auf den paläontologischen und petrographischen Habitus der einzelnen Horizonte legen müssen und erst in zweiter Linie ihre Lagerung berücksichtigen. Wir werden daher zur Aufstellung einer Schichtenfolge des Silurs nur die Schichten heranziehen, in denen tatsächlich unzweifelhafte Silurfossilien gefunden sind. Bei den anderen werden wir aber mit der Möglichkeit rechnen, dass sie durch tektonische Vorgänge mit den Silurhorizonten zu einer scheinbar normalen Schichtserie verquickt sind. Verfahren wir im Kellerwald auf diese Weise, so erhalten wir eine Silurfolge, die den Stufen $E_2$ und $F_1$ Böhmens entspricht. An sie schliesst sich unmittelbar das Unterdevon in herzynischer Fazies an, das durch die Kalke mit *Rhynchonella princeps* (= $F_2$), Schönauer Kalk[1]) und Dalmanitenschiefer repräsentiert wird. Die nun nach Denkmann folgende Lücke in den Sedimenten des Unterdevons dürfte durch die Quarzite und Grauwacken des sogen. Silurzuges ausgefüllt werden, die mit dem Unterdevon benachbarter Gegenden grosse petrographische Ähnlichkeiten aufweisen, wie z. B. der Klippenquarzit mit dem Taunusquarzit. Diese Ablagerungen würden dann ursprünglich von den Michelbacher Schichten überlagert worden sein, die bereits der Koblenzstufe angehören. Wir erhalten also für den Kellerwald eine geschlossene Sedimentserie vom Obersilur an. Obersilur und tiefstes Unterdevon sind in herzynischer Fazies entwickelt, dann beginnt die rheinische Ausbildung und zwar zunächst, wie auch anderwärts mit sandigen, terrestrischen oder küstennahen Bildungen. Selbstverständlich handelt es sich hier nur um die ganz rohe Skizzierung[2]) einer Schichtungsfolge, die noch eingehender Ausarbeitung und Prüfung bedarf, doch glaube ich, dass wir auf diese Weise zu einer Stratigraphie des Kellerwaldes kommen, die der Fossilführung und dem

---

[1]) Ein ähnliches Alter dürfte auch der Gilsakalk haben. Für beide Kalke ist die Goniatitengattung Agoniatites charakteristisch, und beide ähneln nach Denkmann's eigener Angabe einem oberdevonischen Clymenienkalk. Er wurde nur deshalb ins Silur verbannt, weil er weit entfernt von den Devonvorkommen hercynischer Facies, in einem künstlichen Schurf inmitten des „Silurzuges" zusammen mit Graptolithen-führenden Gesteinen aufgefunden wurde.

[2]) Ich lasse es hier dahingestellt, ob sich nicht auch noch jüngere Schichten an der Zusammensetzung des sogenannten Silurzuges beteiligen.

petrographischen Habitus der einzelnen Schichten mehr gerecht wird und sich den übrigen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges besser einfügt.

Im Dillgebiete sind silurische Ablagerungen herzynischer Fazies durch Versteinerungen bis jetzt noch nicht nachgewiesen. Das tiefste Unterdevon ist hier bereits in rheinischer Fazies, in Gestalt bunter Phyllite entwickelt. Über sie legen sich offenbar die Grauwacken und Quarzite des sog. Silurzuges als Vertreter des mittleren Unterdevon, und auf sie folgen dann die Unter- und Oberkoblenzschichten, die den Zug zu beiden Seiten begleiten. Mit dieser Ausbildung des tiefsten Unterdevon im Dillgebiet und Kellerwald stimmt diejenige am Südabhang des Taunus vollkommen überein. Im Westen besteht die Basis des Devon aus den bunten Phylliten des Gedinnien. Im Osten aber wird die Unterlage des Quarzits zwischen Homburg und Nauheim aus Schiefern gebildet, die, wie erwähnt, Phakopidenreste und Atrypa geliefert haben und den Dalmanitenschiefern Kayser's ähneln sollen. Auch hier vollzieht sich also im tiefsten Unterdevon von Westen gegen Osten der Übergang zur herzynischen Fazies.

Werfen wir zum Schluss noch einen Blick auf die Tektonik der Lahnmulde im Süden des Zuges älterer Gesteine. Wir kommen in das Gebiet des Mittel- und Oberdevons und des Kulms. Hier ist die Stratigraphie geklärt und die Entwirrung des Gebirgsbaus hat in den letzten Jahren grosse Fortschritte gemacht. Zuerst durch Kayser[1]) und dann auch durch Ahlburg[2]) wurden dort grosse flache Überschiebungen beschrieben. In diesem Gebiet herrscht eine für das Rheinische Schiefergebirge ganz auffallend flache Lagerung der Schichten, die einzelnen Horizonte liegen jedoch nicht normal, sondern in verkehrter Lagerung übereinander. Über den Posidonienschiefern des Kulms liegt der Deckdiabas, darüber die Schichten des Oberdevon, und auf sie schieben sich weiter südlich mitteldevonischer Schalstein und Massenkalk. Es handelt sich hier um deckenartige Überschiebungen, die aus einer grossen liegenden Falte hervorgegangen sind. Die jüngsten Schichten, das Kulm und der Deckdiabas, sind an der Stirn angehäuft, den Kern der Falte bilden die steilgestellten Koblenzgrauwacken des Niederbiel-Asslarer Unterdevonzuges. Es sind das Überschiebungen von kilometerweiter Ausdehnung, ähnlich denen, wie sie besonders die tertiären Faltengebirge von alpinem Habitus charakterisieren.

Bei dieser Ähnlichkeit im Bau ist die Frage berechtigt, ob sich vielleicht auch noch andere Übereinstimmungen auffinden lassen.

---

[1]) Über grosse flache Überschiebungen im Dillgebiet. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. Berlin 1900.

[2]) Die Tektonik der östl. Lahnmulde. Monatsber. d. d. geol. Gesellsch. 1908.

Für die Alpen ist es besonders charakteristisch, dass die einzelnen tektonischen Elemente eine ihnen eigene Faziesausbildung der Schichten aufweisen. Anzeichen ähnlicher Beziehungen können wir in der Tat auch im Rheinischen Schiefergebirge beobachten. Die Porphyroide, jene eigentümlichen Einlagerungen in den Unterkoblenzschichten finden sich im Süden der Lahnmulde zwischen Taunus und Lahn. Sie fehlen dem Unterkoblenz, das den Zug älterer Gesteine im Dillgebiete zu beiden Seiten begleitet, stellen sich aber weiter im Norden wieder ein. Der mitteldevonische Massenkalk findet sich am Südabhang des Taunus und im Südflügel der Lahnmulde. Auf dem Nordflügel finden wir statt seiner die Goniatitenkalkeinlagerungen in den Orthocerasschiefern, während er weiter im Norden allenthalben wieder als jüngstes Glied des Mitteldevon entwickelt ist. Auf die lokale Verbreitung des Iberger- und Kulmkalkes mit ihrer fremdartigen Fauna, die auf eine schmale Zone im Norden der Lahnmulde beschränkt sind und auch im Harze in der gleichen Stellung zu dem Zuge älterer Gesteine vorkommen [1]), haben wir schon wiederholt aufmerksam gemacht. Vielleicht gelingt es auch, im Rheinischen Schiefergebirge mit Hilfe dieser faziellen Unterschiede den Zusammenhang der tektonischen Elemente aufzuklären. Auch die eigentümliche Verbreitung der basischen Eruptiva dürfte, wie Meyer [2]) darlegte, hierbei ein Hilfsmittel bieten. Nicht nur der Zug ältester Gesteine im Dillgebiet und Kellerwald, sondern auch die Quarzite und Phyllite des Taunus sind vollkommen frei von Diabasen, während sie in der unmittelbaren Nachbarschaft dieser tektonischen Zonen allenthalben das Unterdevon durchbrechen und sich im Mittel- und Oberdevon ausbreiten.

Wie wir sehen, sind wir im Rheinischen Schiefergebirge, was den Gebirgsbau anbelangt, noch im Anfangsstadium unserer Erkenntnis begriffen. Erst hier und da beginnt sich das Dunkel etwas zu lichten. Es ist das bedingt durch die Schwierigkeit, die uns der Erhaltungszustand des heute bis auf den Rumpf abgetragenen Gebirges bietet. Um weiter in die Geheimnisse seines tektonischen Baues einzudringen, müssen wir jüngere Faltengebirge von kompliziertem Bau, die uns heute noch besser erhalten sind, zum Vergleiche heranziehen. Nur an der Hand eines solchen Vergleiches können wir hoffen, auch die grossen Züge im Bau des Rheinischen Schiefergebirges zu erkennen, wie das in letzter Zeit bei den Alpen in so glänzender Weise geglückt ist.

---

[1]) Vergl. O. Welter: Die Tektonik des Iberger Kalkes bei Grund im Harz. (Diese Zeitsch. 1, 1910. 238.) Derselbe: Über die Deutung des Iberges bei Grund im Harze. (Sitzb. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn. 11. Juli 1910. 7 S.)

[2]) Ber. üb. d. Vers. d. niederrhein. geol. Ver. zu Coblenz 1910. 10—16.

# Kleinere Mitteilungen.

## Beitrag zur Geologie der patagonischen Cordillera.

Vorläufige Mitteilung von **P. D. Quensel** (Upsala).

Auf Anregung der Redaktion der Geologischen Rundschau werde ich hier versuchen, eine kurze Übersicht über die wichtigsten geologischen Ergebnisse unserer Expedition nach den patagonischen und feuerländischen Cordilleren in den Jahren 1907—1909 zu liefern. Während unseres beinahe zweijährigen Aufenthaltes daselbst hatten wir Gelegenheit, unsere Untersuchungen über die Cordillera von den Kap-Horninseln im Süden bis Nahuel Huapi im Norden (auf 41° S. B.) auszudehnen. Ich beschäftigte mich dabei hauptsächlich mit der andinen Geologie, während mein Kollege Dr. Halle sich mehr der ausserandinen Stratigraphie widmete. Es war mein Ziel, einen möglichst vollständigen Überblick über den geologischen Bau der Cordillera zu gewinnen und dabei besondere Rücksicht auf die Eruptivgesteine dieses Gebietes und die Rolle, welche dieselben im Gebirgsaufbau spielen, zu nehmen.

### 1. Die Küstencordillera.

Unsere früheren Kenntnisse über die Geologie der Küstencordillera Patagoniens verdanken wir hauptsächlich den Arbeiten von Darwin, Hyades und Nordenskjöld, die jedoch nur beschränkte Gebiete besucht und beschrieben haben. Wir hatten Gelegenheit, nicht nur die Arbeitsgebiete dieser Forscher wieder zu besuchen, sondern die ganze Küstenregion bis zum Peñasgolf hinauf zu untersuchen und an sehr vielen verschiedenen Punkten zu landen. Es zeigte sich, dass die Eruptivgesteine dieser Zone eine noch grössere Verbreitung haben, als man vorher annahm. Von den Kap-Horninseln im Süden, von wo Hyades zuerst diese Gesteine beschrieb, dehnt sich die Eruptionszone der andendioritischen Gesteine o h n e U n t e r b r e c h u n g bis zum Peñasgolf hinauf. — Südlich von dem Beaglekanal ist diese eruptive Zone ganz schmal. Die Schichten, die die Eruptivgesteine hier durchsetzen, bestehen aus Ton- uud Mergelschiefern sowie mehr oder weniger phyllitischen Schiefern. Bei Tekenika, unweit des Kontaktes mit den Eruptivgesteinen ist diese Formation fossilführend, wie erst von J. G. Andersson entdeckt wurde. Nach einer vorläufigen Bestimmung von Dr. Halle, der hier eine Sammlung der Fossilien machte, scheint dieser Horizont dem oberen Jura anzugehören. Ausser diesem Fundort sind keine fossilführenden mesozoischen Schichten in grösserer Nähe als die Mt. Tarnschichten in der

Magellansstrasse bekannt, wo schon Darwin Fossilien sammelte, denen neocomes Alter zugeschrieben wird. Diese Fundstelle liegt aber auf der Ostseite der Zentralcordillere, und es scheint deswegen, als ob gegen Westen immer ältere Horizonte auftauchten. Gegen die gewaltige Eruptivmasse der Küstencordillera zu haben die verschiedenen Sedimentgesteine eine durchgreifende Kontaktmetamorphose erlitten.

Nördlich von dem Beaglekanal nehmen die eruptiven Gesteine eine immer breitere Zone ein, bis sie nördlich von der Magellansstrasse das ganze Gebiet von den äussersten Inseln im Westen bis in die innersten Teile der gegen Osten in die Hochgebirge hineinragenden Fjorde einnehmen. Es ist eine eigentümliche Tatsache, dass der Kontakt zwischen den Eruptivgesteinen und der Sedimentformation im Osten ziemlich genau mit der Ausdehnung der Fjordbildung übereinstimmt, so dass eine Linie, durch die Endpunkte der östlichsten Fjorde der patagonischen Westküste gezogen, annähernd diese Kontaktlinie darstellt. Die Ursache dürfte mit der Bildung der patagonischen Fjordsysteme im nahen Zusammenhang stehen, auf welche Frage ich hier jedoch nicht eingehen kann.

Ein paar von den westlichsten Inseln, gerade beim Einlauf in die Magellansstrasse, nehmen in ihrem geologischen Bau eine Sonderstellung ein. Die Inseln Evangelistas sowie Teile von Isla Viktoria bestehen nämlich wieder aus Phyllit und Glimmerschiefer, so dass hier scheinbar die Westgrenze der Eruptivzone zum Vorschein kommt, deren Breite also mit dem Fjordgebiet übereinstimmt, ohne jedoch die Wahrscheinlichkeit einer grösseren submarinen Ausdehnung gegen Westen zu bieten. Nördlich von dem Peñasgolf scheinen die Eruptivgesteine immer weiter gegen Osten vorzudringen und nehmen dabei an dem Aufbau der Zentralcordillera Teil. Dagegen tauchen im Westen hier alte Sedimente von wahrscheinlich paläozoischem Alter auf, die die Chonosinseln und den Untergrund Chiloës aufbauen. Das jugendliche, wahrscheinlich tertiäre Alter der Eruptivgesteine dieser ganzen Zone ist schon von Nordenskjöld hervorgehoben worden. Die Petrographie der Gesteine dieses ganzen Gebietes ist lange nicht so monoton, wie angenommen wurde. Wenn auch Quarzdiorite und Plagioklasgranite die grösste Verbreitung haben, scheint doch eine weitgehende Differentiation innerhalb des gewaltigen Magma stattgefunden zu haben, so dass jeder Übergang zwischen sehr sauren Kaligraniten, Syeniten, Quarzdioriten, Augitdioriten und gabbroiden Gesteinen vorhanden ist. Es ist ja auch zu erwarten, dass bei dem sehr langsamen Erstarren der Gesteine, die bei der gewaltigen Ausdehnung des Eruptionsgebietes stattgefunden haben muss, eine ziemlich weitgehende Differentiation sich vollziehen konnte. Ein gut entwickeltes Ganggefolge von sowohl aplitischen wie lamprophyrischen Ganggesteinen begleitet das Hauptgestein.

Schon Hyades erwähnt von den Kap-Horninseln das Vorkommen von Andesiten und Basalten, und Hauthal hat sogar eine derartige Formation, M. Oreille, als letzten Repräsentanten der grossen Vulkanreihe Mittelchiles eingetragen. Ich habe ähnliche Gesteine an drei verschiedenen Stellen innerhalb der Küstencordillera Patagoniens gefunden. Wie Hyades für die südlichsten Fundorte hervorhebt, entsprechen diese Gesteine weder den neuvulkanischen Andesiten noch den paläovulkanischen Porphyriten, sondern sie scheinen eine Zwischenstellung einzunehmen. Mit den Ergussgesteinen und Vulkanen Mittelchiles haben dagegen diese Bildungen nichts gemeinsam. Ich glaube, dass sie eher einer effusiven, teilweise propylitisch veränderten Fazies des

granodioritischen Magma entsprechen, wie sie übrigens Möricke schon aus der Provinz Santiago beschrieben hat. Am Hale Cove bei Baker Inlet sind diese propylitischen Porphyrite von Tuffen begleitet.

### 2. Die Zentral- und Ostcordillera.

Die grosse Vulkanreihe der Zentralcordillera Mittelchiles hat aber auch im Süden ihre Vertreter. Auf drei verschiedenen und voneinander weit entlegenen Stellen habe ich gewaltige Gebirge von jungvulkanischen Gesteinen gefunden, die aber weder in ihrem geologischen Auftreten noch petrographisch etwas mit den vorigen gemeinsam haben. Mount Burney am südlichen Einlauf des Smyths Kanal ist ein Vulkan, der noch in postglazialer Zeit wirksam gewesen ist. Als Beweis hierfür erwähne ich mehrere Bimssteinablagerungen, deren poröses Material gewiss die Erosion einer Eiszeit nicht hätte überstehen können. Die Gesteine des Mount Burney sind lichte, graue, trachytische Andesite von ziemlich wechselnder petrographischer Zusammensetzung. Genau dieselbe Gesteinsreihe kehrt in den noch zum grössten Teil vergletscherten Gipfeln wieder, die sich im inneren Teil des Peel Inlet (50° 50′ S. Br.) befinden. Wir haben die Gebirge ihrer charakteristischen Formen wegen Mano del Diablo genannt. Gemeinsam und zugleich charakteristisch für die Gesteine dieser beiden Formationen ist der lichte, rauhe, oft lockere Habitus der reichlich glasführenden Grundmasse, sowie die grossen Einsprenglinge eines triklinen glasigen Feldspates von gewöhnlich labradoritischer Zusammensetzung. Die Einsprenglinge von dunklen Gemengteilen wechseln dagegen stark. Als Moränenschutt auf dem von Westen kommenden, gewaltigen Gletscher, der in den westlichen Teil des Lago San Martin mündet, habe ich wieder dieselben Gesteine gefunden, und es unterliegt keinem Zweifel, dass die steilen Gipfel etwas weiter westlich, von wo der Gletscher herrührt, aus vulkanischem Material jugendlichen Alters aufgebaut sind. Dagegen habe ich gegen Norden keine weiteren Repräsentanten dieser Gesteinsreihe gefunden, bis zu dem südlichsten der bekannten Vulkane der Westküste Chiles, Cerro Maca, auf 45° S. B. Petrographisch haben dagegen die neuen Funde wenig mit den Plagioklasbasalten dieser Vulkanreihe gemeinsam, sondern sie dürften sich näher an die Andesite des Cerro Tronador und an andere Andesitgebirge der Zentralcordillera anschliessen.

Die Zentralcordillera Patagoniens zeigt auf verschiedenen Breitegraden einen starken Wechsel in ihrem geologischen Bau. Auf der Höhe der Magellansstrasse ist die ganze Cordillera nur zirka 50 km breit. Der Kanal Jeronimo bildet die Grenze gegen die niedrigen Hügel der Eruptivzone im Westen, und zwischen San Isidro und Bahia Agua Fresca, im Osten tauchen schon die Kreideschichten unter die flach fallenden tertiären Ablagerungen. Die Cordillera ist hier eine reine Faltungskette. Das Tertiär, das hauptsächlich der Pampasformation angehört, ist von der Gebirgsfaltung in Südpatagonien wenig mitergriffen worden, doch ist ein Fallen von 10—15° gegen Osten oft nachweisbar, z. B. in den C. Palomares im Ost-Skyring. Auch die ersten Vorgebirge der mesozoischen Formation sind oft nur wenig von den regionalen Kräften berührt, und bilden dann ganz sanfte Synklinalen oder gegen Osten schwach fallende Schichten. Die Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär ist deswegen wenig auffallend. Es ist auch eine alte Streitfrage gewesen, ob wirklich eine Diskordanz vorhanden sei. Ameghino, Ihering und Hauthal schreiben alle von einem allmählichen Über-

gang zwischen den beiden Formationen, während Steinmann und Wilckens, wohl hauptsächlich aus faunistischen Gründen hervorheben, dass eine Diskordanz wirklich vorhanden sein müsse. Dass dies auch der Fall ist, ist durch ein ost-westliches Profil in Skyring Water wahrscheinlich gemacht, wo das Tertiär transgressiv über der Kreideformation zu lagern scheint. Sobald die von Halle hier gesammelten Fossilien bestimmt sind, dürfte die Frage ihre endgültige Lösung finden. — Gegen Westen nimmt nun die Faltung rasch zu; auf der Ostseite des Ult. Esperanzafjordes, auf den Hügeln südlich vom Lago Payne, sowie auf dem Cerro Buenos Aires beim Lago Argentino findet man zwar noch schlecht erhaltene Fossilien, aber westlich dieser Linie nimmt die Regionalmetamorphose überhand, die Mergel- und Tonschiefer werden immer stärker metamorphosiert, und wo ich Gelegenheit hatte, die zentralen Teile der Gebirgskette zu besuchen, ist die primäre Schichtung der Sedimente nicht mehr erkennbar. — Längs des ganzen Ostabfalls der Cordillera schaltet sich hier eine mächtige Quarzporphyrformation ein, die man von dem Azopardotal in NW. Feuerland bis Lago Argentino verfolgen kann, oft von Tuffen und Breccien begleitet. Im West-Skyring erreicht diese Formation eine Breite von 8 km und wird von dem Fjord Gajardo ganz durchschnitten. Meistens sind diese Quarzporphyre sehr stark umgewandelt und verschiefert, so dass die primäre Struktur kaum mehr zu erkennen ist; lokal aber sind kleinere Gebiete wohl erhalten geblieben. Sie sind die ältesten Eruptivgesteine der Cordillera Südpatagoniens.

Nördlich vom Lago Argentino ändert sich der Charakter der Gebirgskette. Auf der Höhe vom Lago San Martin kommen ältere Schichten zum Vorschein, und während wir im Süden nur eine, hauptsächlich tertiäre Faltung erkennen konnten, können wir hier deutlich zwei Faltungsepochen unterscheiden. In einem Profil sieht man als Basalkomplex stark gefaltete und verworfene phyllitische oder graphithaltige Schiefer, und darüber liegen diskordant fossilführende Schichten von grosser Mächtigkeit, die die „Meseta“ aufbauen und ein Fallen von 30—40° gegen NO zeigen. Dr. Halle, der diese Profile näher studierte, hat eine reiche Sammlung besonders von Pflanzenfossilien aus den unteren Schichten der oberen Komplexe gemacht, und nach einer vorläufigen Bestimmung von ihm gehören diese Schichten dem obersten Jura oder der untersten Kreide an. Halle ist der Meinung, dass diese Schichten möglicherweise mit den Mayer River Beds von Hatcher, die etwas weiter nördlich vorkommen, zu parallelisieren sind. — Hier haben wir also deutlich erst eine altmesozoische oder wahrscheinlicher (noch ältere) paläozoische Faltung und dann eine zweite, tertiäre. Auf einer Boottour auf dem Lago San Martin, sowie an mehreren Stellen weiter nördlich, habe ich beobachtet, dass die Zone der maximalen Faltung dieser älteren Faltungsepoche nicht mit der jetzigen Zentralcordillera zusammenfällt, sondern eher östlich davon liegt, dem Ostabhang der jetzigen Gebirgskette folgend. Gegen Westen nimmt die Intensität der Regionalmetamorphose wieder ab. — Immer noch ist hier die Cordillera als eine Faltungskette zu bezeichnen, die Eruptivgesteine nehmen an dem Bau der Hauptgebirge nicht wesentlich teil. Aber vom Ultima Esperanza bis zum Cerro San Lorenzo (auf 47° 30′ S. B.) ragen, wie gewaltige Vorposten der Hochgebirge, dicht an dessen Ostrand eine Reihe von Lakkolithen, die sowohl durch ihre landschaftliche Schönheit wie durch ihren abweichenden geologischen Bau die Aufmerksamkeit jedes Forschers auf sich lenken. Direkt aus der Ebene oder aus den niedrigen Vorgebirgen der Kreideformation erheben sich bis über 3000 m

Höhe die steilen Abstürze der nur halb entblössten Eruptivfelsen. Die durchgreifend kontaktveränderte Schieferdecke ist oft noch als eine schwarze Hülle auf den höchsten Zinnen zu sehen. Sowohl Steinmann wie Hauthal haben die Natur dieser ideal ausgebildeten Lakkolithe im Cerro Payne und Cerro Balmaceda völlig erkannt; ich habe wenigstens acht verschiedene solche gewaltige Lakkolithe längs des Ostabhanges der Cordillera nachweisen können. Überall bestehen die höchsten Zinnen der Ostcordillera aus diesen Lakkolithen, und die lichte weisse bis hellrötliche Farbe der Eruptivgesteine sticht schroff gegen die umgebenden schwarzen Schiefer ab, wodurch diese Lakkolithe schon von weitem ins Auge fallen. Die Petrographie sowie das geologische Auftreten bietet viel von Interesse; die Gesteine selbst wechseln stark in den verschiedenen Lakkolithen.

Im Cerro Balmaceda, dem Südlichsten dieser Reihe, ist das Hauptgestein ein Quarzmonzonit, dessen verschiedene Differentiationsfazies von Quarzalkalisyeniten und grobkörnigen miarolitischen Ägerinsyeniten am sauren Pol bis zu Olivinmonzoniten und Forellensteinen am basischen reichen.

Der Cerro Donoso besteht aus typischem Tonalit mit einer saureren Randfacies von Quarzglimmerdiorit, während der Cerro Payne aus einem an dunklen Gemengteilen armen Biotitgranit mit einem Kern von Bronzit-Orthoklasgabbro besteht. Dieses nur als einige Beispiele der bunten Gesteinsreihe, mit der man hier zu tun hat. Diese Lakkolithe durchsetzen die Sedimentformation der Inoceramuszone und sind nicht nur jünger als diese Formation, sondern auch jünger als die Faltung derselben. Die Ähnlichkeit mit gewissen nordamerikanischen Lakkolithen der Rocky Mountains ist auffallend. Nicht nur ist das geologische Auftreten sehr übereinstimmend, sondern auch viele von den verschiedenen Gesteinskombinationen sind da vertreten. — Ausserhalb dieser lakkolithischen Formationen treten in kleinen Kuppen oder Stöcken oder als intrusive Lagergänge Gesteine von essexitischem Charakter in einiger Verbreitung auf. Besonders im Paynegebiet sowie nördlich vom Lago San Martin habe ich diesen Gesteinstypus gefunden. Die petrographischen Verhältnisse dieser Gesteine sind überaus mannigfaltig und interessant. Diese Essexite begleitet eine ausgedehnte Ganggefolgschaft von essexitporphyritischem, camptonitischem und bostonitischem Habitus. Die nächsten Verwandten mancher dieser Gesteine sind im Kristianiagebiet zu suchen, ähnliche wurden auch aus Madagaskar und aus Montana beschrieben. — In einem Trachydolerit (im Sinne Rosenbuschs) aus Skyring sehe ich das effusive Äquivalent des Essexitmagma. Es ist auffallend, dass die Essexite nie als direkte Differentiationsprodukte der lakkolithischen Magmen auftreten oder unmittelbar mit diesen verbunden sind.

Wenn wir von der Magellansstrasse bis zur Höhe des Cerro San Lorenzo (47° 30′ S. B.) die südpatagonische Cordillera als eine Faltungskette bezeichnet haben, nimmt diese Eigenschaft noch weiter nördlich rasch ab. Schon auf der Höhe des Rio Aysen, wo ich ein vollständiges Querprofil erreichte, bestehen 80 km der 120 km breiten Cordillera aus Eruptivgesteinen von granitischer Zusammensetzung und wieder 10—15 km aus Porphyriten und Porphyrittuffen. Zwischen den ersteren im Westen und den letzteren im Osten ist eine Zone von Sedimentgesteinen eingeschaltet, die jedoch durch Regionalmetamorphose nicht stärker verändert sind, als dass man mitten in der Cordillera wohl erhaltene Belemniten und andere Fossilien findet. Die Cordillera ist hier deswegen als eine reine Eruptivkette zu bezeichnen und behält diesen Charakter bis zur Höhe des Lago Nahuel Huapi hinauf. Krügers Beschreibung seiner Yelchoexpedition

zeigt, dass auch da die Eruptivgesteine die Hauptrolle spielen. Nur eine ganz schmale Zone von Sedimentgesteinen ist zwischen die westliche Eruptivmasse und die Porphyrittuffe im Osten eingeschaltet, und das Vorhandensein von Fossilien zeigt, dass auch hier die regionale Metamorphose sehr gering gewesen ist. — Dasselbe gilt in der Hauptsache von dem Querprofil Puerto Montt-Nahuel Huapi, weshalb man die ganze Cordillera Nordpatagoniens als eine rein eruptive Gebirgskette bezeichnen muss. Es scheint, als ob die tektonischen Kräfte hier durch Eruption gewaltiger Magmamassen ausgelöst worden wären. Die Einwirkungen der tertiären Faltung sind hier lange nicht so intensiv wie im Süden. Die Eruptivkette scheint beinahe die Rolle eines Resistenzgebietes gespielt zu haben, auf welches die regionalen Kräfte der tertiären Faltungsepoche wenig einwirken konnten. — Die Ostseite dieser Kette ist von sehr mächtigen Decken von Porphyriten und Tuffen aufgebaut, die einen sehr metamorphen, teilweise vollständig kristallinischen Habitus angenommen haben. Das Alter dieser Formation ist wahrscheinlich jurassisch, wie schon Hauthal in seinem Profil vom Cerro Belgrano angibt, und entspricht ziemlich genau der ausgedehnten Porphyrit- und Porphyrittuffformation weiter nördlich. In dem Profil beim S. Martin ist die Tuffformation jünger als die ältere Faltungsepoche, dagegen älter als die fossilienführenden Schichten des oberen Jura oder der ältesten Kreide. Diese Gesteine scheinen die Quarzporphyrformation im Süden zu ersetzen.

Es würde hier zu weit führen, die Tektonik näher zu verfolgen; ich habe mich in dieser vorläufigen Mitteilung damit begnügen müssen, einige Momente aus dem reichhaltigen Material dieser wenig erforschten Gegenden hervorzuheben. Ich hoffe, in kurzer Zeit eine ausführliche geologisch-petrographische Beschreibung der jugendlichen Eruptivgesteine der Zentral- und Ostcordillera Südpatagoniens in dem „Bulletin of the Geological Institution of Upsala“ liefern zu können.

Geologisches Inst. d. Univ. Upsala, im Okt. 1910.

---

## Die Spitzbergenfahrt des Internationalen Geologischen Kongresses.

Von **W. Salomon** (Heidelberg).

Am 24. Juli trafen sich fast alle Teilnehmer an der Fahrt in dem Spitzbergensaal des Kongresses in Stockholm, wo prachtvolle Sammlungen, Profile und Karten ein eingehendes Studium der am Aufbau von Spitzbergen und der Bäreninsel beteiligten Ablagerungen ermöglichten. Um 11 Uhr hielt uns Herr. Prof. Nathorst, der sich so grosse Verdienste um die Erforschung dieser arktischen Gegenden erworben hat, einen ausgezeichneten eingehenden Vortrag darüber. Am Nachmittag, um 4 Uhr, ergänzte unser Führer, Herr Prof. De Geer das Gesagte durch einen nicht weniger interessanten und belehrenden zweiten Vortrag über die Tektonik von Spitzbergen und seine Gletscher. Nachdem wir auch noch über die notwendigen Ausrüstungsgegenstände und alle sonst wünschenswerten Einzelheiten unterrichtet worden waren, trafen wir uns am 25. nachmittags auf dem Bahnhof und bestiegen den eigens für uns zusammengestellten Spezialzug, in dem wir in sehr bequemer Weise wohnen, essen und schlafen konnten. Wir hatten dabei die Freude, Herrn Oberleutnant Filchner, den kühnen Forschungsreisenden,

mit drei seiner Gefährten unter uns zu sehen, da die Herren unser Schiff benutzen wollten um nach Spitzbergen zu gelangen.

Eine zwölfstündige Fahrt führte uns nach Ragunda. Dort besichtigten wir eingehend die Ablagerungen des kolossalen Eis-Stausees, auf die De Geer seine ausserordentlich wichtige und interessante Altersberechnung der postglazialen Zeit hauptsächlich stützt. Die regelmässige dünne Schichtung der Tone lässt sich, wie er sehr überzeugend darlegte, wohl mit Sicherheit als Jahresschichtung auffassen.

Am 27. Juli erreichten wir Kiruna. Hier unterrichtete uns Herr Lundbohm, der Leiter des riesigen Erzbergbau-Unternehmens, über die Hauptzüge der geologischen Lagerung und führte uns dann persönlich zusammen mit mehreren Ingenieuren und Geologen über den Magneteisenberg (Kirunavaara). Nach einem opulenten Frühstück, zu dem uns die Bergbau-Gesellschaft einlud, ging es mit der Bahn weiter und am Torneträsk entlang mit kurzen Aufenthalten nach Abiskojokk. Unterwegs wurden uns von Herrn Dr. O. Sjögren die sehr interessanten hohen alten Strandterrassen des Torneträsk [1]) und die grosse Hochlands-Überschiebung, letztere, infolge von Zeitmangel freilich leider nur aus der Ferne demonstriert. Die Nacht verbrachten wir in den Schlafwagen des Zuges, von Schnaken dicht umschwärmt an der Station, zum ersten Male in völliger Helligkeit, da auch um Mitternacht die Sonne offenbar nur hinter den Bergen verschwunden war. Am nächsten Morgen (28. Juli) führte uns der Zug weiter an dem grossartigen Torneträsk entlang. Bei Kärkevagge sahen wir wieder prachtvolle Terrassen, die der Bach eines Seitentales in dem ehemals höher aufgestauten See abgelagert hatte. Besonders schön und lehrreich war der Rückblick auf eine grosse Halbinsel, die sich weit in den Torneträsk hineinzieht. Die ganze Oberfläche besteht nur aus abwechselnden, ganz unregelmässig verteilten grossen und kleinen Rundhöckern und Mulden, die letzteren meist noch von Wasser erfüllt. Irgend ein hydrographisches Netz, das diese Oberflächenformen hätte hervorbringen können, fehlt. Wer aber die zahlreichen Seen tektonisch erklären wollte, brauchte tausende von grossen und kleinen, kreuz und quer verlaufenden Verwerfungen. Meiner Ansicht nach versagt hier jede andere Erklärung als die durch kräftigeelektive Gletschererosion. Von Riksgränsen führte uns der Zug rasch an den tief eingeschnittenen Rombakefjord hinunter. Ich glaubte auf der anderen Talseite die Schulter des Richter schen Troges deutlich zu erkennen. Sehr charakteristisch ist auch eine den Fjord fast abschliessende Endmoräne bei Strömsnes entwickelt. Der landschaftliche Unterschied zwischen der flach abfallenden schwedischen und der steil geböschten, von zahlreichen, stark übertieften Tälern durchschnittenen norwegischen Seite des Gebirges ist überraschend gross.

In Narvik, dem eisfreien Verladungshafen der lappländischen Eisenerze, erwartete uns das Expeditionsschiff, ein schmucker schwedischer 800-Tonnen-Dampfer, der Äolus.

Es war nicht ganz leicht, die etwa 70 Teilnehmer der Fahrt nebst Mannschaft und Bedienung, alle gut und zur Zufriedenheit unterzubringen. Doch gelang es schliesslich unserem vortrefflichen Arzte und Schatzmeister, Herrn Dr. Nordensson, auch das Unmögliche möglich zu machen.

Am Nachmittag um $^3/_4$5 Uhr fuhren wir bei herrlichem Sonnenschein von

---

[1]) „Träsk“ bedeutet hier See.

Narvik ab. Gegen Abend aber stellte sich allmählich Nebel ein, so dass wir nachts still liegen mussten und erst am nächsten Nachmittag Tromsö erreichten. Unterwegs sahen wir auf weite Strecken die herrlichsten Strandlinien, meist deutlich zwei übereinander, oft ganz strassenähnlich und manchmal wirklich von Strassen benützt. Schmale Halbinseln sind mitunter (Gibostad) in gleicher Höhe mit einer Strandlinie abradiert.

Prachtvoll war auch in der Höhe der Unterschied zwischen den Nunatakkr der letzten Eiszeit und den tieferen, deutlich glazial abgeschliffenen und gerundeten Gebirgssockeln. Der Unterschied war in ähnlicher Klarheit entwickelt wie in den Alpen (z. B. Grimsel). Auch auf dieser Fahrt glaubte ich an vielen Stellen deutlich den Richter'schen Trog mit ausgesprochener Schulter entwickelt zu sehen (z. B. am Bersjortind).

In Tromsö stiessen zu uns die von Filchner nach Spitzbergen vorausgesandten Herren Dr. Philipp und Dr. Seelheim. Sie waren mit dem „Blücher" der Hamburg-Amerikalinie bis in die Nähe des Eisfjordes gelangt, hatten aber nicht landen können, weil eine dichte Barrière von Treibeisschollen den Zugang verwehrte. Unter diesen Umständen warteten wir einen Tag in Tromsö, um von einem zweiten Spitzbergenschiff Nachrichten über die Eisverhältnisse zu erhalten. Wir benutzten die Zeit, um das schöne und wirklich lehrreiche naturwissenschaftliche Museum in Tromsö zu besuchen, am Strande *Pecten islandicus* und *Astarte borealis* zu sammeln, die (? kontaktmetamorphen) Silikatfelse und Marmorlager der Umgegend mit ihren sehr interessanten Injektionen zu studieren und einen Ausflug auf der anderen Seite des Sundes in das Tromsdal zum Lappenlager zu machen. Ein sehr interessantes Profil subglazialer und postglazialer Meeresabsätze bei der Ziegelei gegenüber Tromsö, auf das mich Geheimrat Keilhack aufmerksam machte, lieferte uns zahlreiche Cochylien, darunter *Yoldia arctica*. Am nächsten Tage trafen günstigere Nachrichten über das Treibeis vor Spitzbergen ein, und wir lichteten daher gegen Abend wieder die Anker.

Die prachtvolle Fahrt, die durch den Fuglösund in das offene Eismeer führte, zeigte uns wieder herrliche Strandlinien, wunderbare Glazialformen und auf der Insel Ringvasö mächtige dunkle Gänge, die das Archaikum nach allen Richtungen durchkreuzen. Grossartig ist auch der Anblick der alpenähnlichen, individualisierte Gletscher tragenden und doch nur bis zu 1600 m hohen Bergkette zwischen Ulfs- und Lyngenfjord. Die Sonne versank nur auf kurze Zeit hinter der kühn gestalteten Insel Fuglö und erzeugte auf den Bergen zur Rechten lang anhaltendes Alpenglühen. — Der 31. Juli brachte uns zuerst unruhige See, dann aber vom späten Abend an den absolut klaren Anblick der so selten sichtbaren Bäreninsel in strahlend heller Mitternachtssonne. Wir fuhren dicht an der Südost- und Ostseite entlang und sahen so sehr schön die steilen Wände des Karbon der Südspitze und das prächtige Profil des Misery-Berges, unten die silurische Heklahoek-Formation, mit deutlicher Diskordanz von dem devonischen Ursasandstein überlagert, darüber das Karbon und die Gipfel bildend die fossilreiche, von J. Böhm beschriebene Trias. An diesen gebirgigen Kern der Insel schliesst sich im NO und NW ein ausgedehntes, niedriges, wohl nur 100 m über das Meer aufragendes Flachland an, das mir aus der Ferne den Eindruck einer kolossalen Abrasionsterrasse machte. Auch die wunderbare glaziale Rundung eines grossen Teiles der Insel und die Zerstörung der glazialen Formen durch die Meeresbrandung erregten unser Interesse in hohem Masse.

Am Morgen des 1. Augustes gerieten wir in das in diesem Jahre ganz ungewöhnlich weit südlich gelangte Treibeis und mussten diesen und den folgenden Tag fast ohne Unterbrechung auf vergebliche Versuche verwenden durch das Eis hindurch an die Spitzbergische Küste heranzukommen. Der Zeitverlust wurde aber durch die Fülle der neuen Eindrücke aufgewogen. Die kolossalen treibenden Eismassen, die zwischen ihnen lebende arktische Fauna, von der wir besonders viele Seehunde und zahlreiche verschiedenartige Vögel, in kleinerer Zahl aber auch Wale und Delphine zu sehen bekamen, das spiegelglatte Meer innerhalb des Treibeises, ein prachtvoller Nebelbogen und andere fremdartige Erscheinungen fesselten uns stets von neuem. Und am 2. August abends um $^3/_4$11 Uhr zerriss plötzlich und unerwartet der dichte, uns umgebende Nebel unter den Strahlen der Mitternachtssonne; und die grossartige Faltengebirgskette der Spitzbergischen Küste lag in einer Länge von mehreren 100 Kilometern klar und wolkenlos vor uns da. Wir gelangten glücklich durch das Treibeis hindurch zum Eingang des Eisfjordes und gingen in der Safebai angesichts der Stirn des gewaltigen Kjerulf-Gletschers vor Anker. Die folgenden sieben Tage benutzten wir nun um die Küsten des Eisfjordes selbst und zahlreiche seiner Seitenfjorde kennen zu lernen. Unsere Reise verlief im einzelnen, wie folgt:

3. VIII. Safebai, Kjerulfgletscher, am Kap Selma vorbei quer über den Eisfjord und an den Plateaubergen des Tertiär entlang zur Adventbai. Am Nachmittag Begehung des Long Year-Tales bis zu dem Gletscher des Talhintergrundes und auf seiner linken Seite mehr oder minder hoch hinauf zu den Fundorten der Tertiärpflanzen. Einige unserer Gefährten bestiegen sogar noch den Nordenskjöldberg (1055 m).

4. VIII. Fahrt mit dem Dampfer aus der Adventbai hinaus und am Kap Diabas vorbei zum Marmierberge. Hier Abstecher an Land. Dann mit Schiff in die Tempelbai hinein. Die eine Hälfte der Gesellschaft stieg am Kap Bjona aus um im Karbon zu sammeln, die andere fuhr in den Hintergrund der Bai zum Postgletscher und besuchte dort beide Seiten des Fjordes neben dem Gletscher. Hier wurde auch die Filchner'sche Expedition ausgebootet. Abends zurück zum Kap Bjona.

5. VIII. Am Tempelberg, der Gypsbai und dem Kap Anser entlang in die Billenbai, wo wir gegenüber dem Nordenskjöldgletscher vormittags auf eine submarine Moräne auffuhren und bis $^1/_2$4 Uhr in der Nacht unfreiwillig bleiben mussten. Die Zeit wurde zu sehr interessanten Ausflügen, erst auf beiden Seiten der Mimerbai und nachts von 10—3 Uhr auf der S-Seite des Nordenskjöld-Gletschers benutzt.

6. VIII. Nachts und Morgens zurück zur Adventbai um die ins Meer geworfenen mitgebrachten Kohlen durch Tertiärkohle des amerikanischen Bergwerkes zu ersetzen. Der Rest des Tages wurde zu verschiedenen Ausflügen benutzt. Einige von uns bestiegen den unbenannten Plateaugletscher auf der Südseite des Long-Year-Tales.

7. VIII. Ekmanbai, Sefströmgletscher, Insel Cora.

8. VIII. Fahrt am Kap Woern vorbei zum Kap Wijk. Hier wurde die eine Hälfte ausgebootet, sammelte unter Führung von Bertil Högbom in der Trias der Middelhukberge und bestieg zum Teil den nördlichen unbenannten Gipfel; die andere Hälfte fuhr mit dem Schiff bis in den Hintergrund der Dickson-Bai und holte uns erst spät am Nachmittag wieder ab. Abends Fahrt am Svea- und

Wahlenberggletscher entlang, dann quer über den Eisfjord nach der Green Bai gegenüber von Green Harbour.

Am Vormittag des 9. VIII. Ausflug in ein Quertal der Westseite bis zu einem kleinen namenlosen See, der früher sein Wasser nach W zum Linnésee entsandte. Zurück zum Schiff. Nachmittags Besichtigung der Walstation in Green Harbour. Abends Ausfahrt aus der Green-Bai und dem Eisfjord.

10. u. 11. August. Fahrt erst durch das Treibeis, dann westlich der Bäreninsel über das offene Eismeer zum Fuglös und

12. August vormittags Lyngenfjord, nachmittags Fahrt nach Tromsö.

Nacht vom 12. zum 13. und den ganzen 13. Fahrt an der norwegischen Küste entlang zwischen den Schären über Brönö, Torghattan usw. nach Trondhjem. Dort Ankunft am 14. August morgens. Auf der Fahrt lehrreiche Erklärungen durch Dr. Reusch (Kristiania).

14. August. Ausflüge bei Trondhjem, die meisten in die nähere Umgebung, einige auf den Graakallen (558 m).

15. VIII. Fahrt mit Bahn nach Åre, z. T. Besteigung des Åreskutan (1419 m).

16. VIII. Ausflüge in das Silur unter der grossen Überschiebungsfläche, nachmittags und nachts mit Bahn nach Stockholm.

Es ist mir natürlich gänzlich unmöglich, die unendliche Fülle grossartiger Erscheinungen, die sich uns auf dieser wundervollen Reise fortwährend darbot, auf dem mir hier zu Gebote stehenden Raume zu schildern. Ich kann nur einige der wichtigsten Punkte kurz berühren.

Ausserordentlich auffallend ist der geologische und landschaftliche Kontrast zwischen den stark gefalteten NNW-streichenden Ketten der Westküste Spitzbergens und des vorgelagerten Prinz-Karl-Vorlandes auf der einen Seite, den flachen regelmässigen Tafelgebirgen östlich der Green-Bai auf der anderen. Die Westküste mit ihren grossen bis zum Meere hinunterreichenden Eisströmen erinnert, von Westen gesehen, an die Alpen. Aber Gebirge wie sie die zentralen und östlichen Teile des Eisfjordes und seiner Buchten umrahmen, sah ich noch nie. Man denke sich das sächsische Quadersandsteingebirge oder die Muschelkalkplateaus Thüringens mit grossen Glazialformen ausgestattet und von Gletschern halberfüllt, dabei aber fast frei von den glazialen Kleinformen! Denn das ist das überraschende innerhalb der von uns besuchten Teile des Spitzbergischen Tafellandes. Alle die zweifellos früher vorhandenen Gletscherschliffe und -Schrammen sind verschwunden. Sie sind zerfroren! Auch die kleineren Rundhöcker sind zerstört, die Seen meist verschwunden. Der Gegensatz gegen Lappland, Norwegen, Schweden ist in dieser Hinsicht gar nicht gross genug zu denken. In diesen Ländern erscheint alles gerundet, poliert, geschliffen, geschrammt. In unendlicher Einförmigkeit wiederholt sich in den schwedischen Schären als Leitmotiv der Rundhöcker. Besteigt man den Graakallen bei Trondhjem, den Åreskutan in Jemtland, so steigt man von Buckel zu Buckel bis zu den selbst aus Rundhöckern aufgebauten Gipfeln.

In Spitzbergen dagegen habe ich überhaupt keinen einzigen Gletscherschliff zu sehen bekommen; und dennoch sind eine Anzahl der grossen Formen der Glaziallandschaft deutlich erkennbar. Die Übertiefung der Haupttäler im Verhältnis zu den Seitentälern ist ausserordentlich ausgesprochen und wenn auch vielleicht lokal, so doch, meiner Ansicht nach, sicher nicht allgemein durch junge

Verwerfungen erklärbar. Alte Seebecken sind stellenweise noch in der charakteristischen perlenschnurartigen Aneinanderreihung zu erkennen (Tal westlich von Green Harbour). Kare sind an vielen Stellen deutlich entwickelt.

Aber die Lagerung der Sedimente und die klimatischen Verhältnisse bedingen es, dass die alte glaziale Oberfläche im kleinen fast ganz zerstört ist. Ich erwartete eigentlich in Spitzbergen das Gegenteil, weil ich geglaubt hatte, dass dort die Gesteinsoberflächen den grössten Teil des Jahres dauernd unter 0° blieben. In Wirklichkeit verhält es sich aber so, dass der Boden und die Gesteinsfeuchtigkeit zwar schon ganz wenig unter der Oberfläche dauernd gefroren sind; die Oberfläche selbst wechselt aber jedenfalls im Sommer ausserordentlich oft und rasch ihre Temperatur. So wenig auch die polare Sonne erwärmt, sie reicht doch aus, um die oberflächlichste Gesteinshaut aufzutauen. Die Lufttemperatur bleibt aber so gering, dass offenbar schon bei vorübergehender Bewölkung des Himmels in der äusseren Gesteinsschicht wieder Frost eintreten kann.

So wird diese in dem Polarsommer in ausserordentlich raschem und häufigem Wechsel der mechanischen Frostsprengung ausgesetzt sein, ganz abgesehen davon, dass bei der nach den vorhandenen Beobachtungen wenig mächtigen Schneedecke des Winters auch in diesem ausgedehnte Temperaturschwankungen unter 0° ihren Teil zur Zerstörung der Gesteine beitragen werden.

Die Folge der geschilderten Erscheinungen ist es, dass die von den Gletschern verlassenen Gesteinsoberflächen offenbar in viel kürzerer Zeit zerfroren werden als in den Hochalpen und Mittelgebirgen, während in den letzteren und in den tieferen Teilen der Alpen umgekehrt die chemische Verwitterung im Gegensatz zu Spitzbergen eine grosse Rolle spielt.

Im Zusammenhang mit diesem Verhalten der festen Gesteinsoberflächen beobachteten wir nun auch in den lockeren Böden eine Fülle von höchst auffälligen und sonderbaren Bodenformen.

Genaueres darüber wolle man in den Veröffentlichungen von J. G. Andersson[1]) und Bertil Högbom[2]) nachlesen. Ich hebe nur folgende Punkte hervor.

Auf den weiten und zum Teil fast ebenen Hochplateauflächen nahe der Adventbai besteht der Untergrund meist aus harten tertiären Sandsteinen. Anstehend bekommt man diese gewöhnlich nur an den Rändern der tief eingeschnittenen Täler zu sehen. Oben ist alles zerfroren; der Boden ist weithin von mehr oder weniger plattigen Scherben des Sandsteins gebildet. Geht man über diese Flächen hinweg, deren ausserordentliche Ähnlichkeit mit asiatischen Hammadas[3]) der Kollege v. Cholonky hervorhob, so stellen sich bald nur vereinzelt, bald ausserordentlich häufig und gesellig ovale bis kreisrunde, erhabene

---

[1]) Solifluction, a component of subaërial denudation. (Journ. of Geology. 14. 1906. S. 91. u. f.).

[2]) Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. of Upsala. 9. S. 41 u. f.

[3]) Von der Ausdehnung dieser vegetationsarmen „kalten Wüsten“ Spitzbergens hatte ich vor der Reise auch keine richtige Vorstellung. Die Niederschläge sind viel kleiner, als man erwartet; und der Wind spielt eine grosse Rolle. Tatsächlich fand ich am Hange des Middle-Huk schöne windskulpierte Steine mit der typischen „Rieselung“ der Oberflächen, wie ich sie von ägyptischen und algerischen Wüstensteinen kenne.

„Beete“ von Feinerde ein. Die Ränder bestehen aus Sandstein-Scherben, die eine unverkennbare Tendenz zu tangentialer Anordnung und vertikaler Aufrichtung haben.

In der Nähe des Plateaugletschers auf der SO-Seite des Long-Yeartales, wo der weiche Boden auf erhebliche Entfernungen noch ganz von Schmelzwasser durchtränkt war, zeigten sich an den trockeneren Stellen polygonale Riss-Systeme, meiner persönlichen Ansicht nach wohl als Trockenrisse zu deuten. Das sonderbare war aber auch in diesen Feldern das Verschwinden der grösseren Steine in der Mitte, ihre Anreicherung, Parallel- und Vertikalstellung in den Spalten. (Polygonenboden, Typus I bei Högbom). In der Nähe des Südrandes des Nordenskjöld-Gletschers (Billen-Bai) führte uns Herr Prof. De Geer zu einem förmlichen Strome polygonaler Blöcke, die auf mich den (übrigens unmassgeblichen) Eindruck machten, als ob an dieser Stelle ein ehemaliger Rundhöcker ganz zerfroren sei und die Trümmer über dem gefrorenen Untergrunde in allmähliche Bewegung geraten seien [1]).

Diese und andere hier nicht zu schildernde Oberflächenformen dürften wohl sämtlich damit im Zusammenhang stehen, dass im Gegensatz zu unseren Breiten der Untergrund dauernd gefroren bleibt, und dass daher ein Weggleiten der obersten Boden- bezw. Gesteinshaut leichter als bei uns eintreten kann. Tatsächlich fasst denn auch Andersson alle diese Erscheinungen unter dem Namen „Solifluktion“ zusammen.

Von besonderem Interesse war auch der Besuch der von De Geer genau untersuchten Insel Cora in der Ekman-Bai. Dort hat sich vor einigen Jahren der gewaltige, noch jetzt an seiner Stirn im Meere über 6 km breite Sefström-gletscher durch den Fjord bis zu der ursprünglich weit von ihm entfernten Insel vorgeschoben und hat diese durch Aufschürfung gewaltiger Massen von frischem Meeressediment und Ablagerung von Grundmoräne erheblich vergrössert. Wo das Meer diese Massen bespült und die Feinerde entfernt, da bleiben die Muschelschalen, die Foraminiferen-Gehäuse und Lithothamniumstöckchen in ungeheuren Mengen isoliert liegen. Die mechanische Einwirkung des Gletschers auf den Untergrund und die Geschwindigkeit des Grundmoränen-Transportes sind hier direkt erkennbar.

Ganz eigenartig ist die Landschaft der aus Karbon bestehenden Tafelberge, die uns übrigens auch durch ihren ungeheuren Versteinerungsreichtum verblüfften (Kap Bjona). Capitolium- und Tempelberg (Taf. 11, 14 und 15 des Guide de l'Excursion) mit ihrer bis ins Feinste herausgearbeiteten Horizontalgliederung, den kräftigen Farbenunterschieden und den regelmässigen modellartigen Schuttkegeln werden allen Teilnehmern der Reise unvergesslich bleiben. Den Besuchern des grossen Colorado-Cañons riefen sie die dortigen Landschaften ins Gedächtnis zurück.

Obwohl allen aus der Literatur und aus Stücken bekannt, fesselte uns dennoch an Ort und Stelle in noch weit höherem Masse die reiche tertiäre,

---

[1]) Mir will es scheinen, als ob hier im kleinen ein Phänomen vorliege, ähnlich wie es im grossen von J. G. Andersson von den Falkland-Inseln beschrieben ist. („Stonerivers“). Wissenschaftl. Ergebnisse der schwedischen Südpolar-Expedition 1901—1903, unter Leitung von O. Nordenskjöld. Bd. III. Lief. 2. Stockholm 1907.

von unseren schwedischen Kollegen so vortrefflich ausgebeutete Flora. Wir besuchten unter Führung von Bertil Högbom mehrere der Fundplätze im Hintergrunde des Long-Yeartales, bezw. am Nordenskjöld-Berge. Wir konnten uns dabei wohl alle nicht dem sonderbaren Eindrucke entziehen, als wir in den Moränen der jetzigen Gletscher neben einer rezenten Flora, deren einzige „Bäume" die wenige Zentimeter hohen Stämmchen von *Salix polaris* und *S. herbacea* darstellen, handtellergrosse Blätter von hochstämmigen Bäumen sammelten.

Fuhren wir doch später mit der tertiären Kohle der Adventbai, also mit tertiärer Sonnenwärme Spitzbergens nach Norwegen zurück!

Ausser den Begehungen des Tertiärs waren auch die Ausflüge in das Karbon (Kap Bjona, Mimerbai, Tal westlich Green Harbour usw.) und die Trias am Marmier-Berge und Middle-Huk von besonderem Interesse. Die Fazies-Übereinstimmung der Daonellen-Schiefer mit den Wengener Daonellen-Schichten der Südalpen (Dolomiten, Judikarien) ist verblüffend. Am Middle-Hook tritt übrigens im Perm ein bisher noch unbekanntes dünnes Bonebed-Bänkchen mit Fischschuppen und -Zähnchen auf. Den Old Red Sandstone des Devon konnten wir an der Mimerbai näher kennen lernen, die Hekla-Hoek-Formation an der Safebai. Nicht unerwähnt darf endlich die Entdeckung von Kreide in der Adventbai durch die Herren Röthpletz und Stolley bleiben.

Es bliebe noch eine Fülle von anderen Erscheinungen zu besprechen (gehobene Meeresterrassen, Diabaslagergänge, Fusulinenkalke in den Moränen am Postgletscher, Archaikum ebenso am Nordenskjöldgletscher, die Formen und Ernährung der Gletscher, die Formen der Kare usw.); aber ich muss hier darauf verzichten. Nur das sei noch gesagt, dass alle Teilnehmer der Reise den Führern und Organisatoren, insbesondere Herrn Prof. De Geer zu dauerndem Danke verpflichtet bleiben werden. Denn ganz abgesehen von der materiellen Unmöglichkeit, eine solche Reise ohne solche Hilfe zu veranstalten, wäre es ja ganz undenkbar gewesen, sich in so kurzer Zeit über so verschiedenartige Probleme zu informieren und stets zu den charakteristischsten Punkten zu gelangen, wenn wir nicht die glänzenden Vorarbeiten und die unermüdliche Hilfsbereitschaft unserer Führer zur Verfügung gehabt hätten.

Aber auch des ausserordentlich belehrenden und persönlich höchst reizvollen wochenlangen intimen Zusammenlebens mit so vielen hervorragenden Fachgenossen der verschiedenartigsten Länder[1]) werden alle Teilnehmer mit Freude und Dankbarkeit gedenken.

---

[1]) An Bord waren etwa 15 Nationen vertreten.

# Besprechungen.

## A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

## Büsserschnee.

Von **Hans Hess** (Nürnberg).

### Literatur.


1. A. Guessfeldt: Reise in den Anden von Chile und Argentinien. Berlin 1888.
2. Hs. Meyer: Der Kilimandjaro. Berlin 1900.
3. — — In den Hochanden von Ecuador. Berlin 1907.
4. R. Hauthal: Zeitschr. des D. u. Ö. A. V. 1904.
5. — —, F. Jäger, Hs. Meyer u. A.: Bericht über einen Diskussionsabend in der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1908.
6. H. Hess: Petermanns Mitteilungen 1908.
7. F. Jäger: Forschungen in den Hochregionen des Kilimandjaro (Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten Bd. XXII. 1909).
8. — — Zeitschr. f. Gletscherkunde IV. 1910. S. 351.
9. W. H. Workman: Zeitschr. f. Gletscherkunde II. 1908. S. 23.
10. — — Zeitschr. f. Gletscherkunde III. 1909. S. 241.
11. H. Keidel: Zeitschr. f. Gletscherkunde IV. 1910. S. 31.
12. F. Reichert: Zeitschr. f. Gletscherkunde IV. 1910. S. 342.


Als „Büsserschnee“ (nieve de los penitentes) beschreibt A. Guessfeldt (1) Schmelzfiguren des Schnees, welche er in den Anden von Chile und Argentinien beobachtete. Die Figuren haben im wesentlichen pyramidale Gestalt, erreichen eine Höhe von mehreren Metern (bis zu 6 m) und erheben sich auf mehr oder minder breiter Basis so, dass die Achse annähernd in der Richtung des Mittagssonnenstrahles weist. Diese Figuren, deren reihenförmige Anordnung Guessfeldt erkannte, wurden zunächst als eine Besonderheit jenes Andengebietes betrachtet; ihre Entstehung wurde mit der starken Sonnenstrahlung in Beziehung gebracht, welche während eines langen Zeitraumes in den dortigen Hochregionen herrscht. Später wurde gezeigt, dass auch in anderen tropischen Hochgebirgen der Büsserschnee vorkommt (2., 3., 4.) Aber auch in den Hochgebirgen höherer Breiten, sowie auf den winterlichen Schneefeldern der Mittelgebirge und des Flachlandes

wurden Schmelzfiguren beobachtet, welche sich qualitativ von denen der tropischen „penitentes“ nicht unterscheiden, wenn sie auch hier in weit geringeren Dimensionen ausgebildet werden (5., 6., 8., 9.)

Für eine einwandsfreie Erklärung des Entstehens dieser Schmelzformen (für welche Hs. Meyer die Bezeichnung „Zackenfirn“ einführte) kommt als wesentlich in Betracht, über die Ursache der reihenförmigen Anordnung der Figuren Klarheit zu gewinnen. Der Verlauf der Reihen wurde meist zwischen W—E und NW—SE Richtungen gefunden. Die einzelnen Figuren sind auf einer Seite mit steilen, untereinander parallelen und annähernd in der Ebene der Sonnenbahn liegenden Flächen abgegrenzt; die übrigen Grenzflächen enthalten nichts Regelmässiges. In einigen Fällen wurde betont, dass die Reihenanordnung nahezu mit der Fallrichtung zusammentreffe, so dass die Vermutung nahe lag, die Ausbildung der Penitentesfiguren sei mit der Schmelzwasserwirkung in Zusammenhang zu bringen. (S. Günther glaubte daher auch eine Analogie mit der Bildung der Erdpyramiden annehmen zu dürfen.)

Von anderen Beobachtern (3., 4.) wurde die Zerteilung der Schneemasse in parallele Reihen auf Windwirkung zurückgeführt, durch welche warme Luft andauernd aus einer Richtung über den Schnee getrieben werden solle. Gegen diese Annahme spricht die meist grosse Trockenheit der Luft in den tropischen Hochregionen und besonders die Ausbildung von Zackenfirn auf Schneefeldern, die im Windschatten liegen. In der letzten Zeit hat sich die Frage nach der Ausbildung der Zacken darauf zugespitzt, was als erste Ursache der Ungleichartigkeiten in der Schneeoberfläche anzusehen sei, welche späterhin zu der mehr oder minder regelmässigen Reihenanordnung führen. Als solche mögliche Ursachen werden angeführt: 1. Die durch Wind auf der Schneeoberfläche erzeugten Walldünen und Rippelmarken, welche dieser eine netzartige Struktur verleihen, so dass die Knotenpunkte des Netzes dichteren, der Abschmelzung durch die Sonnenstrahlung weniger leicht unterworfenen Schnee enthalten;

2. ungleichförmige Ansammlung feinen Staubes auf der Schneeoberfläche, die dadurch an ihren einzelnen Stellen verschieden stark der Sonnenstrahlung ausgesetzt ist

3. die Bildung flacher, mehrere Quadratdezimeter grosser Mulden durch stark bewegte, warme Luft

4. die kleinen Unregelmässigkeiten in der Anordnung des Schnees, wie er bei ruhiger Luft fällt. [Zufälliges Aufeinandertreffen flachliegender Schneekrystalle führt schon auf Entfernungen von 1—2 cm zur Ausbildung von Ungleichartigkeiten auf der Schneeoberfläche. Ich konnte dies während der Tage vom 18. bis 29. Aug. 1908 auf dem Hintereisferner sehr schön beobachten. Es waren vom 14. bis 17. Aug. etwa 25 cm Neuschnee auf die Gletscherzunge gefallen. Nach dem Schneefall trat bei ruhiger, kalter Luft sehr klares Wetter ein. Schon am Nachm. des 18. konnten kleine in der Ekliptikrichtung verlaufende Grübchen in der Schneeoberfläche wahrgenommen werden, die 1—2 cm lang und kaum ½ cm breit waren. Während des 19. Aug. haben sich diese Grübchen vertieft und verbreitert, benachbarte haben sich in der Längsrichtung vereinigt und ihre Schneewandungen zeigten kleine, etwa 2 cm hohe Zacken, welche die Richtung nach Süden hatten und 1 bis 3 cm voneinander entfernt waren. Am Nachmittag des 20. Aug. konnte ich stellenweise Zacken von 4 cm Länge sehen, deren kleinere Nachbarn der Strahlungsschmelzung erlegen waren. Die Anordnung in W—E ge-

richteten Reihen wurde immer deutlicher, und die Stellung der grösseren Zacken in der Richtung des Mittagssonnenstrahles war unverkennbar. Am 21. Aug. stieg die Lufttemperatur über der Schneeoberfläche über 0°, und die reizenden kleinen Schmelzgebilde, welche der Sonnenstrahlung ihr Dasein verdankten, waren bald durch den rasch wirkenden Prozess der allgemeinen Schneeschmelze zerstört. — Ähnliche Beobachtungen machte im Winter 1910 Herr F. Jäger zu St. Moritz im Engadin und bei Heidelberg (8.).]

Jede der hier genannten Ursachen kann m. E. zur Bildung von Verschiedenheiten in der Schneeoberfläche führen. Ist einmal eine solche Ungleichartigkeit da, so wird die Schmelzung, welche die Sonnenstrahlung verursacht, entweder zur Entstehung kleiner Mulden führen, oder die vorhandenen weiter ausbilden. Die günstig gegen die Sonnenstrahlung exponierten Hänge der Mulden werden rascher schmelzen (auf der Nordhalbkugel also die nach Süd gerichteten); die anderen werden weniger stark angegriffen und es bilden sich kegel- oder pyramidenartige Formen aus, deren steile Südflanken (auf der N-Halbkugel) ziemlich genau in der Ekliptikebene verlaufen, während die Nordhänge flacher auslaufen. In tropischen und subtropischen Gebieten sind diese Gebilde fast vertikal gestellt, in Gebieten höherer Breiten sind sie um so mehr geneigt, je mehr sie polwärts liegen. Da in den äquatorialen Gebirgen die Sonnenstrahlung eine wesentlich grössere ist, als in den höheren Breiten, so werden dort die Schmelzzacken viel grössere Dimensionen annehmen müssen, als hier, wo ihre Länge bis auf wenige Zentimeter herabsinkt. Ist einmal der Prozess der Zackenbildung eingeleitet, so wird, so lange die Lufttemperatur nicht über 0° steigt, die Strahlung ihre Wirkung weiter ausüben; die kleineren Zacken verschwinden, und es bilden sich grössere Formen mit entsprechend grossen Zwischenräumen aus. Wird die Luft wärmer als 0°, so kann bei vorgeschrittener Zackenbildung auch das reichlich entstehende Schmelzwasser, das nun nicht mehr vom Schnee aufgesogen und verfirnt werden kann, zur weiteren Ausgestaltung der Schmelzfiguren beitragen.

Die wesentliche Ursache der Entstehung des Zackenfirnes ist also die Sonnenstrahlung, welche bei einer Lufttemperatur unter 0° die niemals homogene Schneeoberfläche trifft, durch diese bis zu einer gewissen Tiefe in die Schneemasse dringt und hier, entsprechend den Ungleichartigkeiten der Oberfläche zu stellenweise stärkerer Schmelzung und Einsackung des Schnees führt. Das in geringer Menge entstehende Schmelzwasser wird an den seinem Ursprungsorte benachbarten Stellen geringerer Strahlungswirkung wieder gefrieren und so zur Ausbildung von Pfeilern aus verfirntem Schnee führen, welche um so grösser ausgebildet werden, je länger die Strahlung bei niedriger Temperatur der Luft (und des Schnees) anhält. Die Pfeiler erhalten, wenn die Strahlung während des ganzen Tages wirkt, eine in der Richtung nach der Stellung der Mittagssonne zeigende Längsachse. Wird die Strahlung durch längere Zeit andauernde Bewölkung unterbrochen, so muss die Längsachse der Zacken eine Richtung annehmen, welche jener der resultierenden Sonnenstrahlung entspricht. Bei Vormittagssonne und nachmittags einsetzender Bewölkung müssen die Zacken gegen Osten von der Nordsüdrichtung abweichen; bei vorwiegender Nachmittagssonne tritt eine Abweichung nach Westen auf. In allen Fällen aber wird an der gegen die Sonne gerichteten Seite der Schmelzfiguren (auf der N-Halbkugel also auf der Südseite, auf der S-Halbkugel auf der Nordseite) eine ziemlich ebene Begrenzungsfläche ausgebildet, welche als ein Stück der Ekliptikebene angesehen werden kann.

Diese Flächen, die also in horizontaler Richtung einen ost-westlichen Verlauf haben, können ebenso zur Orientierung auf den Firnfeldern dienen, wie die Kanten der auf den Gletscherzungen häufig ausgebildeten Keller schen Mittagslöcher, zu deren Entstehung feiner Schutt und die Sonnenstrahlung notwendig sind.

Die Schichtung des Firnschnees und die Zwischenlagerung feinen Staubes sind an der eigentlichen Entstehung der Penitentesfiguren unbeteiligt; für die schliessliche Ausgestaltung der einzelnen Zacken aber kommt die Verschiedenheit doch in Betracht, welche die Schichten luftfreien und lufthaltigen Firnes und die Staublagen gegenüber der Einwirkung der Sonnenstrahlung und der Luftwärme zeigen. Dies erkennt man sehr deutlich aus den schönen Bildern, welche F. Reschreiter (als Teilnehmer an Hs. Meyers Andenreise) vom Büsserschnee gemalt hat. Die Photographien, welche sonst von dieser Erscheinung durch andere Forscher veröffentlicht wurden, geben die Schmelzfiguren teilweise mit sehr zackigen scharfkantigen Formen, teils mit abgerundeten Kanten und Kuppen. Im letzteren Falle hat die durch hohe Lufttemperatur bewirkte Schmelzung bereits zur Zerstörung der Figuren beigetragen; im ersteren zeigen die Bilder das unversehrte Produkt der durch Strahlung allein hervorgerufenen Schmelzung.

---

## Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwickelungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges.

Von Dr. C. **Mordziol** in Aachen.

In dem folgenden **Literaturverzeichnis** sind nur die Arbeiten angeführt, deren Ergebnisse unmittelbar für das nachstehende Referat verwendet wurden.

1. Steuer, A.: Über das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. Notizbl. Ver. f. Erdkde. u. Grossh. Geol. Ldsanst. z. Darmstadt. Darmstadt 1906.
2. Steinmann, G.: Über das Diluvium am Rodderberge. Sitz.-Ber. d. niederrhein. Ges. f. Nat. u. Heilkunde zu Bonn. Sitz. vom 3. Dezember 1906.
3. Völzing, K.: Der Trass des Brohltals. Jahrb. Preuss. Geol. Ldsanst. für 1907. Bd. XXVIII. Berlin 1907. S. 1—56.
4. Kaiser, E.: Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Ebenda S. 57—91.
5. Fliegel, G.: Pliozäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Ebenda S. 92—121.
6. Mordziol, C.: Die Kieseloolithe in den unterpliozänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Ebenda S. 122—130.
7. Rauff, H., Kaiser, E. u. Fliegel, G.: Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Koblenz. August 1906. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 58. Berlin 1907.
8. Steinmann, G.: Über älteren Löss im Niederrheingebiet. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 59. Monatsber. No. 1. Berlin. S. 5—7.
9. Völzing, K.: Über die Entstehung des Trass. Ber. über d. Vers. des niederrh. geol. Ver. Erste Vers. z. Burgbrohl. S. 4—7, enthalten in d. Verhandl. d. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinlande usw. Bonn 1907.

10. Mordziol, C.: Über einen Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Ebenda S. 7—12.
11. Steinmann, G.: Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Ebenda S. 12—17.
12. Wahnschaffé, F.: Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im ausseralpinen Rheingebiet im April 1907. Jahrb. Preuss. Geol. Ldsanst. f. 1907. Berlin 1907. S. 462—506.
13. Fliegel, G.: Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. — Beobachtungen über die Beziehungen der pliozänen u. diluvialen Flussaufschüttungen von Maas u. Rhein. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 59. Monatsber. No. 10/11. Berlin 1907. S. 256—265.
14. Kaiser, E.: Remarques au sujet de la note de M. Pohlig: „Sur une ancienne embouchure de la Meuse, près de Bonn". Bull. Soc. belge de Géol., Palaeont. et d'Hydrol. T. XXI. 1907. Procès. Verb. 241—246.
15. Oestreich, K.: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Petermanns Geogr. Mitteil. 1908. IV. S. 73—78.
16. Mordziol, C.: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Dissert. Univers. Giessen. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. für 1908. XXIX. Teil I. S. 348—429.
17. Rauff, H.: Älterer Löss am Niederrhein. Verh. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 65. Bonn 1908.
18. Kaiser, E.: Die Entstehung des Rheintals. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. Verhandl. 1908. Leipzig 1909.
19. Mordziol, C.: Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 60. Monatsber. No. 11. Berlin 1908. S. 270—284.
20. Hess: Über vulkanische Asche im Diluvium des Limburger Beckens. Ber. d. Niederrhein. geol. Ver. 1908.
21. Fenten, J. Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. Verh. Naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf. 65. Bonn 1909. S. 163—199.
22. Oestreich, K.: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges III. Petermann's Geogr. Mitteil. 55. 1909. Heft III. S. 57—62.
23. Oestreich, K.: Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Handelingen van het XII$^{de}$ nederl. nat. geneeskundig congres. Vergadering van Zaterd. 17. April 1909.
24. Steuer: Über Tertiär und Diluvium usw. Ber. d. niederrhein. geol. Ver. 1909. S. 23—41.
25. Gerth: Über die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand usw. Ebenda 1909. S. 45—49.
26. Mordziol: Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens usw. Verhandl. d. Naturhistor. Ver. d. preuss. Rheinl. usw. Bonn 1909. S. 165—189.
27. Fliegel: Rheindiluvium und Inlandeis. Ebenda 1909. S. 327—342.
28. Wunstorf: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der niederrheinischen Bucht. Ebenda 1909. S. 343—372.
29. Krause: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. Jahrb. d. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. 1909. S. 91—108.

30. Mordziol: Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals usw. Zeitsch. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1910. Heft 2 u. 3.
31. Wunstorf: Zur Tektonik des nördlichen Rheinlandes. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Berlin 1910. Monatsber. 5—6. S. 414—416.
32. Borgstätte: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen im unteren Moseltal. Diss. d. Univ. Giessen 1910. Bonn 1910.
33. Fliegel u. Stoller: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrb. d. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. Berlin 1910. S. 227—257.
34. Wunstorf u. Fliegel: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Festschrift zum XI. Allgem. deutsch. Bergmannstag in Aachen. Verlag d. geol. Landesanst. Berlin 1910.
35. Mordziol: Über den Nachweis von älterem Löss bei Wiesbaden. Jahrb. d. nassau. Ver. f. Naturkunde. Wiesbaden 1910. S. 257—261.

Die neueren Arbeiten über das Tertiär und Diluvium des Rheinischen Schiefergebirges und seiner Nachbargebiete erlauben bis zu einem gewissen Grade die Rekonstruktion der jungtertiären und diluvialen Entwickelungsgeschichte dieses Gebirges. Sie sind daher die — einstweilen noch recht spärlichen — Grundlagen für eine genetische Erklärung der Oberflächenformen des Schiefergebirges und sollen von diesem Gesichtspunkte aus hier zusammenfassend skizziert werden.

## A. Das Tertiär.

Die tertiären Schichten im Rheinischen Schiefergebirge lagern fast allenthalben unmittelbar über den Faltenresten des variskischen Gebirges. Sie sind nur noch in einzelnen Fetzen erhalten. Hier und in der niederrheinischen Bucht fasste man früher diese Schichten als zusammengehörige Bildungen auf, unter dem Namen „Braunkohlenformation“. Jetzt gliedert man sie in die miozäne Braunkohlenformation einerseits und in die altpliozäne Stufe der Kieseloolithschotter andererseits. Im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges fällt daher eine erhebliche zeitliche Lücke, die die mittlere und obere Miozänzeit vertritt, zwischen diese beiden Stufen; denn Ablagerungen aus dieser Zwischenzeit fehlen im Schiefergebirge oder sind noch nicht bekannt geworden.

I. Die rheinische Braunkohlenformation. Es ist zweckmässig zu unterscheiden zwischen der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge und der niederrheinischen Braunkohlenformation. Wenn auch kein Zweifel sein kann, dass der grössere Teil der Braunkohlenformation in beiden Gebieten einander gleichzusetzen ist, so bleibt doch die Frage offen, ob der stratigraphische Umfang der Formation auch gleichzusetzen ist, d. h. ob die untere und obere Grenze dieser Schichten sich in beiden Gebieten entsprechen. Für die untere Grenze ist dies durch die neuesten Untersuchungen (34) zweifelhaft geworden. Und wenn man die mittelmiozänen hangenden Quarzsande (siehe unten) des Niederrheingebietes mit dazurechnet, wie dies mit Recht geschieht (34), so ergibt sich für unsere Formation im Schiefergebirge eine geringere Ausdehnung in das Miozän hinein als am Niederrhein. Denn mittel- und obermiozäne Schichten kennen wir, wie gesagt, im Schiefergebirge bisher noch nicht. Bei der Annahme von Lorenz, dass ein ältester, obermiozäner Rheinlauf, der älter als der der Kieseloolithschotter

ist, die sog. Trogfläche geschaffen habe, (in Em. Kayser, Lehrbuch d. allgem. Geologie 3. Aufl. 1909. S. 384. u. Fig. 315) dürften sich kaum tatsächliche Beweisgründe für diese Altersbestimmung anführen lassen, wenigstens nicht nach dem heutigen Stand unserer Kenntisse.

a) Gliederung der Braunkohlenformation in der niederrheinischen Bucht. Die Formation ist heute nach Norden bis zur Linie Neuss-Viersen-Kaltenkirchen bekannt. Sie wird gegliedert (34) in den Hauptbraunkohlenhorizont (untermiozän) und in die (hangenden) Quarzsande mit Feuersteingeröllagen (mittelmiozän); diese letztere Stufe enthält nur vereinzelte linsenförmige Einlagerungen von Braunkohlen. Das Liegende der ganzen Formation ist in der nördlichen niederrheinischen Bucht als glaukonitischer Meeressand (oberoligozän) bekannt. Eine unmittelbare Auflagerung der untermiozänen Schichten auf das Oberoligozän ist nur ausnahmsweise über Tage sichtbar (34). Denn beide Stufen stossen in dem intensiv zerstückelten Schollengebiet der niederrheinischen Bucht meistens an Verwerfungen gegeneinander ab (34).

Die Grenze von Oligozän und Miozän fällt also hier mit der Basis des Hauptbraunkohlenhorizonts zusammen. Zweifelhaft ist aber noch das geologische Alter der vermutlich unter den Hauptbraunkohlenhorizont zu stellenden „liegenden Schichten“ am Siebengebirge. Während sie früher durchweg mit zur untermiozänen Braunkohlenformation gerechnet wurden, fasst sie jetzt Fliegel (34) als kontinentales Äquivalent der oberoligozänen Meeressande der niederrheinischen Bucht auf. Doch ist das einstweilen nur eine Vermutung.

Der Hauptbraunkohlenhorizont besteht vorwiegend ans Tonen, gelegentlich auch mit Quarzsanden. In diesen Schichten liegen eingeschaltet die Braunkohlenflötze, deren Mächtigkeit sehr unterschiedlich ist. Am Westabhang des Vorgebirges vereinigen sie sich nahe bei Horrem zu einem einzigen, bis zu 103 m mächtig werdenden Flötz (7). Westlich des Vorgebirges — im Ruhrtalgraben — haben sich die früher zum Miozän gerechneten Braunkohle führenden Schichten als pliozän herausgestellt (am Lucherberg bei Düren und bei Dürboslar. Man konnte hier nachweisen, dass nicht nur über, sondern auch unter der Braunkohle typische Kieseloolithschotter des Pliozäns vorhanden sind. Es tritt daher im Ruhrtalgraben das Miozän gegenüber dem braunkohleführenden Pliozän ganz in den Hintergrund. Erst weiter östlich ist die miozäne Braunkohlenformation typisch entwickelt, besonders im Vorgebirge, das sich als schmaler, horstartiger Rücken in die niederrheinische Bucht erstreckt (westlich von Köln). Auch östlich des Rheins, am Abfall des Siebengebirges, ist die untermiozäne Braunkohlenformation vorhanden. Bei Rott liegen an ihrer Basis Schichten mit *Anthracotherium breviceps*.

b) Gliederung der Braunkohlenformation im Schiefergebirge Von Duisdorf bei Bonn ging die Abtrennung der pliozänen Kieseloolithschotter aus (4) (s. u.). Die übrig bleibenden Quarzschotter bezeichnete man als „kieseloolithfreie Quarzschotter“ (Vallendarer Stufe). Nach der Annahme des Referenten (19) sind sie durch Flüsse abgelagert worden (Stromsystem der Vallendarer Stufe). Früher fasste man sie als Transgressionsgerölle eines tertiären (mittel- oder oberoligozänen) Meeres oder als Seeablagerungen auf. Daneben beteiligen sich am Aufbau der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge noch vielfach Tone und Sande; sie werden aber nicht zum Begriff der Vallendarer Stufe gerechnet.

Dass bei diesen, auch Braunkohle führenden Schichten, zum Teil wenigstens See- und auch Meeresablagerungen vorliegen, ist mit gutem Recht anzunehmen, denn diese Schichten stehen in Verbindung mit sandigen Kalken, die zahlreiche Exemplare von *Hydrobia* führen, was auf eine Verbindung mit dem Mainzer Becken hinweist (11).

## Übersicht:

| Geol. Alter | Moselgebiet | Rheintal | Lahngebiet |
|---|---|---|---|
| unterpliozän | Kieseloolithschotter mit Juraversteinerungen (als Gerölle auf sekund. Lagerstätte) | Ko.-schotter, oberhalb des Neuwieder Beckens so gut wie ohne Juraversteinerungen | ? |
| Zwischenzeit zwischen Unterpliozän und Untermiozän. | | | |
| untermiozän bis oberoligozän | Tone und Sande mit sandigen Kalken (marin); daneben Kiese und Schotter der Vallendarer Stufe | Tone (lokal mit Braunkohlen) und Sande; daneben fluviatile Quarzschotter (Vall. Stufe) | Braunkohlenreiche Schichten des Westerwaldes und des Limburger Beckens; auch Schotter der Vall. Stufe in diesem letzteren |

Die Beziehungen der rheinischen Braunkohlenformation zum Tertiär des Mainzer Beckens sind noch unklar. Hierüber müssen noch viele Beobachtungen gesammelt werden. Dass ein solcher Vergleich Anhaltspunkte zur Altersbestimmung des Tertiärs im Schiefergebirge liefern kann, dürfte nicht zweifelhaft sein. Doch muss erst im Mainzer Becken selbst Klarheit darüber herrschen, ob die obere Abteilung des Mainzer Tertiärs (Cerithien- u. Hydrobienkalkstufe) zu der unsere Braunkohlenformation Beziehungen zeigt, oberoligozän oder untermiozän ist; letzteres ist sie nach der Ansicht des Referenten. Erst dann kann der Versuch einer Parallelisierung beider Tertiär-Gebiete ein befriedigendes Ergebnis liefern.

Entstehungsweise. An der Wende der Oligozän- und der Miozänzeit dürften sowohl das Meer, wie auch Flüsse (s. o.) Schichten im Rheinischen Schiefergebirge abgelagert haben. Über die Herkunft dieser Flüsse konnten selbstverständlich nur schwache Vermutungen aufgestellt werden; sichere Anhaltspunkte haben sich noch nicht ergeben. Andererseits ist für einen Teil der Tonschichten des Westerwaldes eine Entstehung in Seen anzunehmen. Die Braunkohlenflötze denkt man sich in mächtigen Torfmooren entstanden, die besonders durch das langsame Sinken des Bodens der Niederrheinischen Bucht ungeheuere Anhäufungen pflanzlichen Materials erzeugen konnten, nachdem sich das oberoligozäne Meer mit

Beginn der Miozänzeit aus dem Gebiet der niederrheinischen Bucht zurückgezogen hatte. Nach Ablagerung des Hauptbraunkohlenhorizonts wurden in dem nördlichen und südwestlichen Teile der niederrheinischen Bucht die hangenden Quarzsande abgesetzt. Sie enthalten einzelne horizontale Lagen von vollständig geglätteten Feuersteingeröllen, die als Strandgerölle aufzufassen sind, so dass man an eine Entstehung dieser Sande in Lagunen gedacht hat (28). Die heutige Südgrenze dieses limnischen oder kontinentalen Mittelmiozäns ist durch die beiden südlichsten Vorkommen (Frechen am Ostrand des Vorgebirges und Spich, Messtischblatt Wahn) angedeutet.

In dem niederrheinischen Tieflande ist die Kenntnis vom Tertiär ganz erheblich vermehrt worden. Von dort kennt man jetzt folgende Tertiärstufen (34):

| | |
|---|---|
| Pliozän | |
| oberes (?) | Miozän |
| mittleres | Miozän |
| unteres | Miozän |
| oberes | Oligozän |
| mittleres | Oligozän |
| unteres | Oligozän |
| Eozän (?) | |
| Paleozän. | |

Für uns im Schiefergebirge kommt in erster Linie die überwiegend kontinentale (und limnische) Fazies des Untermiozäns, bezw. des Oberoligozäns, in Betracht. Sie ist es ja, die in der niederrheinischen Bucht und in den mittleren Teilen des Schiefergebirges als Braunkohlenformation entwickelt ist und immerhin schon einiges Licht auf die jüngere Entwickelungsgeschichte dieses Gebirges wirft.

II. Die pliozänen Kieseloolithschotter. In ihrer äusseren Erscheinungsweise stehen sich die „Kieseloolithschotter“ und die „kieseloolithfreien Quarzschotter“ recht nahe; erstere sind aber durch die Führung der Kieseloolithgesteine hinreichend gekennzeichnet. Im Mosel- und Maasgebiet und im Rheingebiet von Koblenz an abwärts kommen noch abgerollte, verkieselte Juraversteinerungen dazu (4, 5, 13). Die ganz überwiegende Hauptmasse der Gerölle sind weisse Gangquarze, zum grössten Teil den Quarzgängen des Schiefergebirges entstammend. Daneben spielen lyditartige Gerölle, Hornsteine, Chalzedone, Achate und kieselschieferähnliche Gesteine eine gewisse Rolle.

Innerhalb des Gebirges sind die Kieseloolithschotter nur in einzelnen Resten über den devonischen Schichten erhalten. Im niederrheinischen Tiefland aber nehmen sie eine flächenhafte Ausdehnung an und verschmelzen schliesslich mit den Ablagerungen der Urmaas (schon bei Erkelenz). Stromaufwärts im Gebirge sind sie aber hoch über den heutigen Flussläufen von Rhein, Mosel und Maas auf den zerstückelten Überresten alter, breiter Talböden sporadisch vorhanden, wie die Untersuchungen von Kaiser, Fliegel und Mordziol ergeben haben. Der Nachweis eines pliozänen Urrheins gelang dem Referenten dadurch, dass er nachweisen konnte, dass die Kieseloolithschotter vom Neuwieder Becken an aufwärts in das Rheintal hineinreichen, was man zuvor nicht angenommen hatte. Es wurde dabei auch gezeigt, dass sie hier auf einem noch erkennbaren Talboden liegen und mit den unterpliozänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens in

genetischem Zusammenhange stehen. Diese Sande enthalten die berühmte Wirbeltierfauna von Eppelsheim, die altpliozän ist. Während man vorher (Kaiser, Fliegel) diese Kieseloolithschotter im Engtal und am Niederrhein nur als pliozän annehmen konnte, war damit eine Bestätigung erlangt, die sogar erlaubte, das Alter der Schotter als unterpliozän noch näher zu fixieren, wenigstens für das Gebiet des Mittelrheins und der niederrheinischen Bucht. Das wurde vollständig bestätigt durch die Untersuchungen von Stoller, der die Flora der unteren Schichten der Kieseloolithschotter des Niederrheins als unterpliozän bezeichnen konnte.

Durch eingehende Untersuchungen in den Niederlanden und in Belgien ist nun weiter festgestellt worden, dass die Stufe der Kieseloolithschotter dort vermutlich in marine pliozäne Schichten übergeht und dort auch das ganze Pliozän vertritt, während bei uns im Schiefergebirge nur das Unterpliozän erhalten ist! Weiter südlich aber, im Mainzer Becken, ist dann wieder das ganze Pliozän erhalten, das bei uns aber nur in 2 Stufen gegliedert wird (Unter- und Oberpliozän).

Wir erkennen also, dass die Stufe der Kieseloolithschotter einen ganz ausgezeichneten jungtertiären Horizont darstellt, über dessen Alter und Verbreitung wir verhältnismässig gut unterrichtet sind. In dem Gebiet des Rheindurchbruchtals ist aber nur der untere Teil dieser Stufe erhalten geblieben (Stufe der mittelrheinischen Kieseloolithschotter = altpliozän).

Bis jetzt haben wir mit Sicherheit ein grosses pliozänes Stromsystem nachweisen können, woraus auch die Antezedenz der diluvialen, kanionartigen Engtäler dieser Flüsse in bezug auf das Rheinische Schiefergebirge abgeleitet wird (30).

a) Die Kieseloolithschotter innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges und im Mainzer Becken.

Auf den Höhen des rheinhessischen Plateaus haben die Kiese und Sande des altpliozänen Urrheins heute zwar eine ganz sporadische Verbreitung, lassen sich aber doch als Reste einer ursprünglich zusammenhängenden, fluviatilen Decke erkennen. Es sind teils überwiegend sandige Ablagerungen mit nur ganz untergeordneten Geröllinsen (östliches Rheinhessen), teils gröbere Quarzschotter und Sande (westliches Rheinhessen). Die unterpliozänen Rheinablagerungen werden in Rheinhessen bis rund 10 m mächtig. Neben Feldspat ist auch viel Muskovit den Quarzsanden beigemengt. Die Kieseloolithe sind dieselben wie im Engtal des Rheins zwischen Bingen and Koblenz; daneben kommen aber noch Kieseloolithe vor, die von denen aus dem oberrheinischen Muschelkalk nicht zu unterscheiden sind. Als höchst seltenes Geschiebe wurde nur einmal von dem Referenten ein kleines, ganz verwittertes Granitgerölle gefunden (am Xaveristein bei Mainz).

In Rheinhessen lagern die Schichten der Kieseloolithschotter über den Kalken der oberen Abteilung des Mainzer Tertiärs (Cerithien- und Hydrobienkalkstufe). Oft findet man sie nur noch als Ausfüllung trichterartiger Aushöhlungen in der Oberfläche der Kalke.

Gegenüber dem Eintritt des Rheins in das Engtal lagern die Kieseloolithschotter auf der Nordwestecke des rheinhessischen Plateaus bei Ockenheim. Ausser in Rheinhessen wurden diese Ablagerungen von dem Referenten auch im Rheindurchbruchtale bei Urbar und Reitzenhain, nahe St. Goarshausen, festge-

stellt und zwar auf einem noch erkennbaren, breiten Terrassenboden. Damit war ein Urrhein von altpliozänem Alter nachgewiesen.

Eine weite Verbreitung besitzen die Ablagerungen dieses Urrheins am Ostrande des Neuwieder Beckens. Von hier an beteiligen sich auch die Aufschüttungen einer altpliozänen Urmosel an der Zusammensetzung der Kieseloolithschotter. Diese sind stromaufwärts von vielen Stellen bekannt geworden, zuerst durch die grundlegenden Untersuchungen E. Kaiser's. Im unteren Moselgebiet hat sie in neuester Zeit Borgstätte genau untersucht (32). Das bis heute am weitesten stromaufwärts bekannte Vorkommen wurde von dem Referenten bei Niederkail, nahe Landscheid festgestellt. Die dort vorhandenen Kieseloolithschotter sind durch grossen Reichtum an Kieseloolithgesteinen ausgezeichnet, die auch noch grössere Gerölle bilden als am Niederrhein. Die in den Ablagerungen der Urmosel enthaltenen Reste verkieselter Juraversteinerungen werden aus dem ostfranzösischen Juragebiet abgeleitet, von wo aus auch die Urmaas dieses Material erhielt (34).

Unterhalb der Andernacher Pforte liegen die Kieseloolithschotter linksrheinisch bei Oberlützingen auf einer ausgezeichneten Terrasse (4) und setzen sich, wie die Arbeiten E. Kaisers ergeben haben, über Waldorf, Remagen, Meckenheim nach Duisdorf bei Bonn fort. Hierdurch ist der Zusammenhang mit den Kieseloolithschottern des Vorgebirges hergestellt, die hier auf dem untermiozänen Hauptbraunkohlenhorizont diskordant auflagern und von altdiluvialen Hauptterrassenschottern diskordant überlagert werden. Damit sind wir in das Gebiet der niederrheinischen Bucht eingetreten, wo die Kenntnis des Pliozäns besonders durch die verdienstvollen Arbeiten von Fliegel ganz wesentlich erweitert worden ist.

b) Das fluviatile Pliozän des niederrheinischen Tieflandes.

Unter der stellenweise sehr mächtigen diluvialen Decke verbreiten sich von der südlichen niederrheinischen Bucht an (s. o.) die Schichten der Kieseloolithstufe nach Nordwesten zur niederländischen Grenze hin, um in den Niederlanden selbst den ältesten Teil der fluviatilen Kieseloolithstufe zu bilden, sofern sie dort nicht etwa zum Teil durch marines Pliozän vertreten sind, worüber aber Genaueres noch nicht mit Sicherheit ermittelt ist. Die westlich des Vorgebirges gelegenen Schichten dieser Stufe werden am Lucherberg bei Düren nach den Angaben von Holzapfel mehrere Hunderte von Metern mächtig (mit eingelagerten Braunkohlenflötzen) und nach Fliegels Feststellungen bei Dürboslar (Blatt Linnich) 385 m. An diesem letzteren Ort enthalten die Pliozänschichten von 140—155 m ein 15 m starkes und von 296—299 m ein 3 m mächtiges Braunkohlenflötz. Die pliozänen Braunkohlen, die in zahlreichen, aber wenig mächtigen Flötzen (im Gegensatz zur miozänen) vorkommt, wird als allochthon angesehen, die miozäne aber als autochthon. Bei Vlodrop — im unteren Rurtale — ist das Pliozän 371 m mächtig, bei Asenray 283 m.

Während im südlichen Teile der niederrheinischen Bucht die pliozäne Stufe vorwiegend als Kies und Schotter entwickelt ist, wird sie in den nordwestlichen Teilen des Tieflandes und jenseits der deutschen Grenze immer sandiger und toniger, wie das im Unterlaufe von mindestens spätreifen Strömen (Urrhein, Urmaas) ganz verständlich ist.

Auf deutschem Boden ist die Stufe der Kieseloolithschotter nach Norden

und Nordwesten bekannt bis zur Linie Herzogenrath—Erkelenz—München-Gladbach—Goch (an der unteren Niers). Schon bei Erkelenz ist eine Verschmelzung mit den Kieseloolithschottern der Urmaas vorhanden. Die Breitenausdehnung der Stufe ist schon in der südlichen niederrheinischen Bucht recht erheblich, denn man kennt sie in einzelnen Vorkommen und mit Unterbrechungen — vom Nordabfall der Eifel bis zur östlichen Gebirgsumrahmung der niederrheinischen Bucht (z. B. Wahner Heide). Die pliozäne Stufe ist in dem umgrenzten Gebiet vorwiegend in den Grabenbrüchen erhalten und hier besonders mächtig (34).

## Übersicht über das Tertiär im Rheinischen Schiefergebirge und in seinen Nachbargebieten.

| Geol. Alter | | Rhein. Schiefergeb. | Niederrhein. Bucht | Mainzer Becken |
|---|---|---|---|---|
| Pliozän | jüngeres | — | ? | Oberpliozäne Tone und Sande der Rheinmainebene |
| | älteres | Stufe der Kieseloolithschotter | Kieseloolithstufe, nach Nordwesten immer höhere Schichten umfassend, und Verzahnung mit den Kieseloolithschottern der Urmaas. In den Niederlanden das ganze Pliozän in fluviatiler Fazies vertretend; dort auch unmittelbare Beziehungen zu marinem Pliozän | Kieseloolithführende Dinotheriensande des Mainzer Beckens (Rheinhessen) |
| Miozän | oberes | — | — | — |
| | mittleres | ? | Im Norden des niederrheinischen Tieflandes marines Mittelmiozän. Mehr im Süden „hangende Quarzsande“ mit Feuersteingeröllen | ? |
| | unteres | Hangende Schichten am Siebengebirge, Trachyttuff, liegende Schichten. Vallendarer Stufe und Braunkohlentone | Hauptbraunkohlenhorizont | Hydrobienkalkstufe Cerathienkalkstufe |
| Oberoligozän | | ? | Glaukonitische, oberoligozäne Meeressande | Cyrenenmergel |

III. Die tektonischen Verhältnisse des Tertiärs. Die Höhenverhältnisse, unter denen die tertiären Schichten im Rheinischen Schiefergebirge auftreten, machen die Annahme von zwei, zeitlich auseinander fallenden Störungsperioden erforderlich. Die ältere davon fällt in die Zeit nach dem Untermiozän und vor dem Unterpliozän (miozäne Störungsperiode); die jüngere in die Zeit nach Ablagerung der unterpliozänen Kieseloolithschotter und vor die Bildung der altdiluvialen Hauptterrasse (pliozäne Störungsperiode). Im Diluvium ist dann eine weitere Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges erfolgt.

In ungleich viel besserem Maße sind wir jetzt über die tektonischen Verhältnisse in der niederrheinischen Bucht unterrichtet. Hier haben besonders die sorgfältigen Untersuchungen von Wunstorf (28, 31, 34) Klarheit verbreitet. Dabei hat sich ergeben, dass die niederrheinische Bucht ganz intensiv zerstückelt ist. Bei der tektonischen Gliederung dieser Landschaft werden unterschieden: Aachener Schollengebiet, Rurtalgraben, Erftalgraben, Horst des Vorgebirges (dieses von Fliegel näher untersucht), Schollengebiet von Erkelenz—Grevenbroich, Horst von Brüggen nebst Peelhorst, Graben von Venlo, Horst von Viersen, Horst von Geldern—Krefeld und nördlicher Rheintalgraben.

Zum Teil spiegelt sich diese tektonische Gliederung auch in der Oberflächengestaltung wieder.

Die Verwerfungen treten als SO-NW streichende Brüche einerseits und als O-W Brüche andererseits in Erscheinung. Diese herrschen im mittleren Gebiet der niederrheinischen Bucht (Erkelenz-Grevenbroich), jene im Norden, Westen und Südwesten (nördlicher Rheintalgraben, Venlo, Brüggen, Ruhrtalgraben und Aachener Gebiet).

Die SO-NW Störungen sind in ihrer Anlage die älteren, die O-W Verwerfungen aber nicht älter als tertiär.

Die Schollenverschiebungen in der niederrheinischen Bucht kamen auch in der Diluvialzeit nicht zum Stillstand. Ja sogar heute finden noch Bewegungen an diesen Störungen statt. Nicht nur indirekt durch die Erdbeben der Aachener Gegend, sondern auch durch Messungen kann man diese rezenten Bodenbewegungen erkennen (s. Hausmann in Heft 12 der „Mitteilungen aus dem Markscheidewesen". N. F. Freiberg 1910. S. 7—8).

## B. Das Diluvium.

Die diluvialen Terrassen im Durchbruchtal des Rheins bilden einen treppenartigen Anstieg an beiden Seiten der Talgehänge. Da das Durchbruchtal mit Ausnahme des Neuwieder Beckens ein Engtal ist, sind die mittel- und jungdiluvialen Terrassen, die noch innerhalb des eigentlichen Engtals liegen, nur sporadisch entwickelt. Meistens sind nur vereinzelte Terrassenstücke erhalten, die als Überreste alter Talböden bei dem jedesmaligen Tiefereinschneiden des Stromes erhalten geblieben sind. Nicht selten fehlen an den steilen Wänden des Engtals die Terrassenreste auch ganz. Überschreitet man aber den oberen Rand der Rheintalschlucht, so erkennt man, dass das Engtal in einen hochgelegenen, viel breiteren Talboden eingeschnitten ist. Dieser gehört der altdiluvialen Hauptterrasse an, und ist noch an vielen Stellen mit den dazu gehörigen Schottern bedeckt. Durch die tiefen Einschnitte der Seitentäler ist aber dieser breite Talboden in einzelne Terrassenstücke mit ebener Oberfläche (Riedel) zerschnitten.

Ganz dieselben allgemeinen Verhältnisse treffen wir auch im Mosel- und im Lahntal.

An einzelnen Punkten konnte weiterhin festgestellt werden, dass der breite, jetzt hochgelegene altdiluviale Talboden seinerseits wiederum in einen noch breiteren eingesenkt ist. Das ist der altpliozäne Talboden des Urrheins mit Resten der dazugehörigen Kieseloolithschotter.

In analoger Weise ist der Hauptterrassentalboden der altdiluvialen Mosel in den altpliozänen Talboden der Urmosel eingelagert.

Im Neuwieder Becken, von Koblenz bis Andernach verliert das Rheintal den Charakter eines Engtals vollständig. Die altdiluviale Hauptterrasse schwillt hier zu auffallend grosser Breite an. Die mittleren Terrassen, die ja im Engtal grösstenteils verschwunden sind, treten hier vorzüglich in Erscheinung. Mit der Andernacher Pforte beginnt der zweite Abschnitt des Engtals. Bei Bonn tritt dann der Rhein in die niederrheinische Bucht. Je weiter nach Norden, desto mehr dehnen sich hier die Diluvialterrassen in die Breite. Insbesondere nehmen die nach Norden immer tiefergelegenen Aufschüttungen der Hauptterrasse eine weite, flächenhafte Ausdehnung an. Die mittleren Terrassen sind besonders deutlich am Ostfusse des Vorgebirgshorstes. Zwischen Bonn und Köln kann man sie schon von der Bahn aus deutlich erkennen.

Weiter im Norden des niederrheinischen Tieflandes verschwindet die obere Mittelterrasse (= Hochterrasse). Nur Hauptterrasse, tiefste Mittelterrasse und Niederterrasse sind hier in der Oberflächengestaltung des Landes erkennbar.

Die Hauptterrasse selbst ist durch Abtragung und tektonische Vorgänge in Inselberge zerlegt. Als mit Beginn der Mittelterrassenzeit das nordische Inlandeis heranrückte, presste es die Terrassenstücke zu Endmoränenbögen auf (27, 28).

## Gliederung:

| | |
|---|---|
| Altdiluvium | Älteste Diluvialschotter (bei Kleve) und bei Hückelhoven (Blatt Erkelenz) |
| | Ton vom Wylerberg (I. Interglazial). — Tegelenstufe |
| | Hauptterrasse: eigentliche Hauptterrasse<br>Loreleystufe der Hauptterrasse |
| Mitteldiluvium | Höhere Mittelterrassen = Hochterrasse am Rodderberg (= oberrheinische Hochterrasse<br>(älter als der ältere Löss) |
| | Tiefste Mittelterrasse (= STEINMANN's Mittelterrasse am Rodderberg und in der oberrheinischen Tiefebene<br>(älter als der jüngere Löss) |
| Jungdiluvium | Niederterrasse (lössfrei) |

Die Hauptterrasse auf der Talstrecke Bingen-Koblenz zeigt, wie aus der Tabelle ersichtlich ist, eine Zweigliederung. Dabei muss es aber einstweilen un-

entschieden bleiben, ob der tieferen Stufe (Loreley- oder Ehrenbreitsteiner Stufe) die Bedeutung einer selbständigen Terrasse zukommt, oder ob es sich nur um eine Erosionsterrasse handelt. In diesem Falle würde es sich nur um eine Unterstufe der Hauptterrasse handeln, wie das für die Gegend von Ehrenbreitstein nachgewiesen ist (Ehrenbreitsteinerstufe) (16). Jedenfalls erkennt man zwischen Bingen und Koblenz, besonders bei St. Goarshausen und auf Blatt Caub, über dem eigentlichen Engtal zwei breite Terrassenböden (obere Terrassengruppe Lepplas). Die höhere dieser Terrassen (Patersberger Terrasse Östreichs) (22) zeigt eine reichliche Schotterbedeckung, im Gegensatz zur tieferen Stufe. Bei Ehrenbreitstein verschmelzen diese beiden Stufen zu einer einzigen Hauptterrasse (eigentliche Hauptterrasse im Sinne von Philippson und Kaiser). Sie nimmt im Neuwieder Becken eine erhebliche Breitenausdehnung an und begleitet auch die Rheintalschlucht von Andernach bis Bonn. Von hier aus tritt sie als Schotterdecke über dem Tertiär des Vorgebirges auf und nimmt die schon angedeutete flächenhafte Ausdehnung im niederrheinischen Tieflande an.

Von hohem Interesse sind die ältesten Diluvialbildungen, die von Fliegel, Krause und Wunstorf näher beobachtet worden sind (27, 29, 34). Am Wylerberg, zwischen Kleve und Nymwegen, treten im liegenden der Hauptterrasse Rhein-Maas-Kiese auf, durch eine mächtige, pflanzenführende Tonablagerung von der Hauptterrasse getrennt. Diese Tone werden der bekannten Tegelenstufe gleichgestellt und als I. Interglazial gedeutet. Auch bei Erkelenz ist die Hauptterrasse durch eine Tonablagerung von einem ältesten Diluvialkies getrennt. Und am Egelsberg, nördlich von Krefeld, liegt die Hauptterrasse deutlich diskordant über einem älteren Kies.

Tone, die Fliegel denen der Tegelenstufe gleichstellt, hat Krause westlich von Mörs an mehreren Punkten festgestellt und näher untersucht. An Hand einer 18 Arten umfassenden Fauna kam Krause zu dem Ergebnis, dass es sich hier um Interglazialbildungen handelt. Dasselbe ergab auch die von Stoller (33) bearbeitete Flora der Tone vom Wylerberg und eine, von Fliegel weiter südlich von Mörs (am Tönisberg) gesammelte Conchylienfauna nach der Bestimmung und Interpretation von Wüst.

Im Moseltal ist die Hauptterrasse analog der im Rheintal entwickelt. Dass sie auch hier nicht als eine einzige Terrassenfläche entwickelt ist, hat schon Leppla betont. Neuerdings hat Börgstätte eine mehrstufige Ausbildung der Hauptterrasse des unteren Moseltales und des Maifeldes nachzuweisen versucht (32).

Im unteren Lahntal tritt die eigentliche Hauptterrasse deutlich hervor, besonders in der Umgebung von Ems. Aber auch noch an vielen Stellen lahnaufwärts bis nach Giessen und darüber hinaus, ist die Hauptterrasse des Lahntals deutlich ausgeprägt.

Die Hauptterrassenschotter innerhalb des Schiefergebirges zeigen den Kieseloolithschottern gegenüber eine bunte Zusammensetzung und unterscheiden sich auch schon von diesen schneeweissen Quarzschottern durch ihre dunkelbraune Farbe. Die einheimischen Devongesteine herrschen bei weitem vor. Die Eruptivgesteine sind dieselben wie in der Niederterrasse, wenn auch ungleich viel seltener (Quarzporphyr, Melaphyr, Basalt). Von Kurtz ist neuerdings der Nachweis versucht worden, dass in der niederrheinischen Bucht die Hauptterrassenschotter des Rheins über die der Maas übergreifen.

Im Gegensatz zur Hauptterrasse sind die Mittelterrassen innerhalb der

eigentlichen Engtalschlucht von Rhein, Mosel und Lahn gelegen. Die rheinischen Mittelterrassen zerfallen in eine tiefste Mittelterrasse und in die höheren Mittelterrassen, von denen aber nur die zwei unteren auf grössere Erstreckung hin bekannt sind. Die höchste der drei Mittelterrassen ist bis jetzt nur nordöstlich von Bendorf nachgewiesen. Ob ihr eine allgemeine Bedeutung zukommt, ist noch völlig unbekannt. Nehmen wir mit STEINMANN an, dass die Mittelterrasse am Rodderberg die oberrheinische Hochterrasse ist, so muss man in der Umgebung von Koblenz eine ältere und eine jüngere Stufe in der Hochterrasse unterscheiden (ohne Berücksichtigung der noch nicht sichergestellten höchsten Mittelterrasse bei Bendorf). Die ältere Stufe der Koblenzer Hochterrasse, die im Neuwieder Becken und auch weiter unterhalb gut entwickelt ist (Appollinaristerrasse E. KAISER's), entspricht dann der STEINMANN'schen Hochterrasse am Rodderberg. STEINMANN, und später RAUFF haben über das Auftreten eines älteren Lösses am Rodderberg bei Bonn berichtet. Auf Grund des Alters dieses Lösses (älter als die tiefste Mittelterrasse) parallelisierte STEINMANN die obere Mittelterrasse des Rodderbergs mit der oberrheinischen Hochterrasse. RAUFF konnte dann zeigen, dass der ältere Löss des Rodderberges zwar ohne Zweifel älter als die Mittelterrasse sei, jedoch nicht in dem Maße, wie angenommen worden war, da der ältere Löss nämlich bedeutend unter die Hochterrasse des Rodderberg herunterreicht.

Die tiefste Mittelterrasse im Engtal des Rheins (ebenso an der Mosel und der Lahn) ist nur wenig höher als die Niederterrasse. Sie ist nur von jüngerem Löss bedeckt und ein ausgezeichneter Terrassenhorizont, nicht nur innerhalb des Schiefergebirges, sondern auch im niederrheinischen Tiefland und andererseits im Mainzer Becken.

Die Niederterrasse ist frei von primärem Löss. Im Engtal ist sie, gerade wie die Mittelterrassen, nur sporadisch erhalten. Im Neuwieder Becken dagegen hat sie eine zusammenhängende Verbreitung und eine noch viel grössere im niederrheinischen Tiefland, wo weite Gebiete der Rheinebene zur Niederterrasse zu rechnen sind.

In das Ende der Niederterrassenzeit fällt der Bimssteinausbruch des Laacher-Sees und der Trassabsatz im Brohl- und Nettetal.

Die Niederterrasse ihrerseits fällt mit einem schwachen, aber wohlerkennbaren Absatz zur rezenten Alluvialebene (normales Überschwemmungsgebiet) ab.

Über die Parallelisierung des hier besprochenen Diluviums mit dem oberrheinischen hat zuerst STEINMANN nähere Angaben gemacht, die dann durch FENTEN's Untersuchungen weiter ausgedehnt wurden. Auch VAN WERWECKE hat sich zu dieser sehr schwierigen Frage geäussert. Eine vollständige Parallelisierung ist aber noch nicht gelungen. Nach Ansicht des Referenten darf bis jetzt folgendes als sicher gelten:

Die Niederterrasse beider Gebiete ist einander gleich zu setzen, d. h. die oberrheinische Niederterrasse im Sinne STEINMANN's und GUTZWILLER's, während die elsässischen Geologen die tiefste Mittelterrasse noch mit ihr zur Niederterrasse rechnen.

Die tiefste Mittelterrasse im Rheindurchbruchtal und im niederrheinischen Tiefland entspricht der Mittelterrasse des Mainzer Beckens (Mittelterrasse des Rheingaus, dmo-Terrasse KLEMM's und STEUER's), die mit ziemlicher Sicherheit der oberrheinischen Mittelterrasse (im Sinne STEINMANN's) gleichgesetzt wird.

Die Hochterrasse am Rodderberg und die ihr gleiche Appollinaristerrasse Kaiser's, deren Fortsetzung rheinaufwärts die obere Stufe der Hochterrasse der Umgebung von Koblenz ist, entspricht sicherlich der Mosbacher-Terrasse im Mainzer Becken, die von Klemm, Steuer, Gerth und dem Referenten der Hochterrasse im Süden der oberrheinischen Tiefebene gleichgesetzt wird. Die Steinmann'sche Hochterrasse am Rodderberg ist, wie Steinmann schon 1906 erkannte, der oberrheinischen Hochterrasse äquivalent. Es lässt sich dies sagen, obgleich auf der Strecke Bingen—Koblenz die Hochterrasse noch nicht nachgewiesen ist. Was Fenten dort als Hochterrasse ansieht, ist nach Ansicht des Referenten älter als diese, und zwar ist es die Loreleystufe der Hauptterrasse (Ehrenbreitsteiner Stufe) (s. oben). Doch lässt sich darüber noch kein ganz sicheres Urteil fällen, da die genaue Kartierung der Terrassen zwischen Bingen und Koblenz noch aussteht. Dadurch aber, dass in neuester Zeit im Rheingau ein älterer Löss aufgefunden wurde, der dieselben Altersbeziehungen zur Mosbacher Terrasse (Hochterrasse) und zur Mittelterrasse zeigt, wie der ältere Löss zur Hoch- und Mittelterrasse am Rodderberg, ist eine neue Stütze für die Steinmann'sche Parallelisierung gewonnen worden, wonach die Hochterrasse des Rodderbergs der oberrheinischen Hochterrasse entspricht (35).

Es ergibt sich dann mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit von selbst, dass die rheinische Hauptterrasse dem oberrheinischen Deckenschotter vermutungsweise gleichzusetzen ist, ob dem jüngeren oder dem älteren ist einstweilen noch nicht zu entscheiden. Zieht man in Rücksicht, dass im niederrheinischen Tiefland noch ein ältester Diluvialschotter und auch eine älteste Interglazialbildung auftritt, so ist der Referent geneigt, die eigentliche Hauptterrasse dem jüngeren Deckenschotter gleichzusetzen. Die ältesten Diluvialsande Rheinhessens (Finther Sande), die Steuer als Deckenschotter bezeichnet, würden dann ebenfalls dem ungeren Deckenschotter entsprechen, da sie nach Steuer der rheinischen Hauptterrasse entsprechen. Doch möge betont werden, dass das nur eine Vermutung meinerseits ist. Tatsächliche Beobachtungen über die Parallelisierung mit dem oberrheinischen älteren und jüngeren Deckenschotter liegen nicht vor. Es sind lediglich Vermutungen. Auf jeden Fall dürfen wir hoffen, dass spätere Untersuchungen auch noch diese Frage lösen. Da die rheinischen Diluvialterrassen mit dem Glazial Norddeutschlands in Beziehung treten (27) und andererseits auch mit den Moränen der alpinen Vereisungen, so lassen sich hieraus, wenn einmal die Parallelisierung der nieder-, mittel- und oberrheinischen Terrassen vollständig und mit Sicherheit durchgeführt ist, Anhaltspunkte für eine Parallelisierung beider Glazialgebiete gewinnen. Doch heute sind wir noch weit davon entfernt, über diese Verhältnisse etwas Sicheres aussagen zu können.

Welche Stellung endlich den Taunusschottern der oberen Terrassengruppe Leppla's zukommt, die als ältesteste Diluvialschotter in grösseren Höhen am Taunusrande vorkommen (ob es ältere oder jüngere Deckenschotter sind), kann hier ebensowenig entschieden werden, als bei den Sanden von Finthen. Über Vermutungen ist man bis jetzt noch nicht hinausgekommen.

Unter den vulkanischen Produkten der Diluvialzeit, die auf das Laacherseegebiet, die Eifel (und den Rodderberg) als Ursprungsort beschränkt sind, spielen die Bimssteinschichten des Laacher Sees eine Hauptrolle. Sie sind über das Neuwieder Becken hinaus weit nach Osten verbreitet. Früher nahm man

auf Grund der Angelbis- v. Dechen'schen Hypothese an, dass diese Schichten überall im Neuwieder Becken durch fliessendes Wasser zusammengeschwemmt seien. Von Behlen ist dann für den Westerwald, und später von dem Referenten für das Neuwieder Becken und das untere Lahntal nachgewiesen worden, dass die Bimssteinschichten als primäre, und nicht als umgelagerte vulkanische Sedimente aufzufassen sind. Nur bei Engers a. Rh. sind die Bimssteinschichten durch den Niederterrassenrhein umgelagert (sog. Sandstein von Engers). Über den Trass des Brohltals hat Voelzing eine sorgfältige Studie veröffentlicht, worin er zu dem Ergebnis kommt, dass der Trass nicht durch Schlammströme abgelagert sei (wie man seither annahm), sondern durch absteigende Eruptionswolken, wie sie 1902 an der Montagne Pelée beobachtet worden sind. Als Ursprung des Trass und des Bimssteins sieht Voelzing den Laacherseekrater an. Für den Bimsstein war das schon vor vielen Jahren von Blenke angenommen worden und neuerdings dann von Behlen, und ebenso von dem Referenten. In neuester Zeit hat dann Brauns die Ansicht veröffentlicht, dass der Ursprungsort der Bimssteinüberschüttung nicht der Lachersee-Kessel, sondern ein südöstlich davon gelegener Punkt bei Niedermendig sei. Auch gegen die von Voelzing angenommene Entstehungsweise des Trass hat sich Brauns zugunsten der Schlammstromtheorie ausgesprochen.

Bemerkenswert ist auch der Nachweis augitreicher Vulkansande (bezw. Asche) im Lehm des Limburger Beckens durch Hess. (Nach einer mündlichen Mitteilung des Herrn Professor Hess hat er inzwischen noch eine vierte Fundstelle bei Diez beobachtet.) Ähnliche Vorkommen sind von E. Kaiser nördlich des Laacherseegebiets (nach dem Ahrtal zu) angetroffen worden. Sie sind aus dem Laacherseegebiet schon lange bekannt. Ob aber der dunkle Augittuff bei Limburg und Diez von denselben Ausbrüchen herstammt, konnte noch nicht festgestellt werden.

Die vorstehenden Ausführungen dürften genügen, um andeutungsweise das wiederzugeben, was in neuerer Zeit an geologischen Grundlagen für die Rekonstruktion der Entwickelungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges gewonnen worden ist. Nur die Feststellungen von allgemeinerer Bedeutung sind hier zu skizzieren versucht worden, und unter denen wiederum besonders die, die geeignet sind, auf die Entstehungsgeschichte des Schiefergebirges neue Streiflichter zu werfen.

Nachdem in diesem Referat unter den angedeuteten Gesichtspunkten die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwickelungsgeschichte unseres Gebirges beleuchtet worden sind, soll diese Geschichte selbst Gegenstand eines späteren Referates sein. Dann wird auch Gelegenheit sein, auf die interessanten Arbeiten von Östreich näher einzugehen, da diese von morphologischen Gesichtspunkten ausgehen, während in dem vorstehenden Referat lediglich geologische Arbeiten besprochen wurden.

---

## B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

# Kaustobiolithe.

Ein Sammel-Referat nach eigenen Arbeiten von **H. Potonié** (Berlin).

Vergl. besonders die Schriften des Verfassers; 1. Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt (wie des Torfs, der Braunkohle, des

Petroleums usw. (5. Auflage 1910.) 2. Eine Klassifikation der Kaustobiolithe (Sitzungsber. der kgl. preuss. Akademie der Wiss. 1908) und 3. Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Bd. I. Berlin 1908 (Bd. II erscheint hoffentlich 1911). Weitere Literatur in Anmerkungen.

Als ich von dem Herrn Vorsitzenden der Deutschen Geologischen Gesellschaft aufgefordert wurde, für die „Berichte über die Fortschritte der Geologie" über den im Titel genannten Gegenstand ein Sammelreferat zu liefern, erläuterte er seine freundliche Aufforderung dahin, es handele sich wesentlich um ein zusammenfassendes Referat über meine eigenen Arbeiten.

Ich habe, ein besseres Verständnis für die Kaustobiolithe (vom Griech. kaein brennen, bios Leben und lithos Stein), d. h. für die von Organismen herstammenden, brennfähigen Gesteine und Mineralien, und eine natürliche Klassifikation für sie zu gewinnen gesucht durch ein möglichst weitgehendes Studium der heutigen Verhältnisse: der Art und Weise wie, und der Örtlichkeiten wo sich heute solche Gesteine bilden, um dadurch Vergleichs- und Anhaltspunkte für die Eigentümlichkeiten zu erhalten, wie sie die Lagerstätten der Steinkohlen usw. aufweisen.

Die Kaustobiolithe gehören als Untergruppe zu den Biolithen; so hatte Chr. G. Ehrenberg alle die von Organismen oder ihren Teilen gebildeten Gesteine genannt. Die Biolithe sind aber nicht alle Kaustobiolithe. An der Zusammensetzung und Veränderung der Erdrinde hat die Lebewelt noch einen viel weitergehenden beachtenswerten Anteil; denn Zeugen der grossen geologischen Wirksamkeit der Pflanzen und Tiere sind auch Biolithe, die nicht brennen, die Akaustobiolithe, die noch weit verbreiteter sind als die Kaustobiolithe. Akaustobiolithe entstehen besonders aus Kalk- und Kieselskeleten von Pflanzen und Tieren, deren brennbare organische Substanz mehr oder minder verschwunden ist (silurische Algenkalke, Korallenkalk, Schreibkreise der Kreideformation usw.).

In Rücksicht auf ihre Genesis und chemische Zusammensetzung, sind die Kaustobiolithe vorteilhaft in drei Gruppen zu bringen. Sie gehören entweder:

1. zu den Sapropeliten (vom griech. saprŏs = faul, pĕlos = Schlamm und ites = abstammend, dazu gehörend),

2. zu den Humusgesteinen (Humus heisst im lateinischen eigentlich nur das Erdreich, wird aber jetzt bekanntlich im beschränkteren Sinne gebraucht) und

3. zu den Liptobiolithen (vom griech. leiptŏs, lateinisiert liptos = zurückgelassen und Biolith). Wir hätten also übersichtlich:

Biolithe

Akaustobiolithe Kaustobiolithe

Sapropelite Humusgesteine Liptobiolithe.

Von Kaustobiolithen kann man nur dann reden, wenn so hinreichendes brennbares organogenes Material in den Gesteinen vorhanden ist, dass es ein wesentliches Merkmal dieser Gesteine ausmacht; d. h. man wird nur dann von einem Kaustobiolith sprechen, wenn er ausschliesslich organogener Herkunft ist und dabei brennt oder ein so grosses Quantum brennbarer Substanz enthält, dass das Gestein seine Brennbarkeit noch deutlich erkennen lässt.

Sapropelite. — Die Sapropelite entnehmen ihren Namen der Tatsache,

dass sie in frischem Zustand ein breiig-fliessender Schlamm sind, der aus organischen Resten unter Fäulnisbedingungen entsteht. Wo sich auf der Erde ruhige oder verhältnismässig ruhige Wasserstellen finden, bei denen die die intensivere Zersetzung des organischen Materials bedingende Sauerstoffzuführung fehlt oder wesentlich zurückgehalten wird, da können sich die absterbenden, auf den Boden des Gewässers niedersinkenden Wasserorganismen nicht vollständig zersetzen (verwesen), sondern es bleibt auf dem Boden des Wassers ein brennbarer organischer Rest zurück, der, sich ständig anhäufend, schliesslich einen organischen Schlamm erzeugt: das Sapropél, den Faulschlamm. (Das subfossile Sapropel, das ich wegen seines festgallertigen Zustandes als Saprokoll (Faulgallerte) bezeichnet habe, ist von dem hervorragenden Chemiker KLAPROTH schon vor rund 100 Jahren vom Torf unterschieden worden. Diese interessante Tatsache ist wohl deshalb in Vergessenheit geraten, weil er diesem Kaustobiolith keinen Namen gegeben hat).

Die hervorragendste Rolle bei der Bildung des Faulschlammes spielen nun nicht etwa, wie man zunächst annehmen könnte, die Grossorganismen, wie Fische und dergl,, sondern die mikroskopischen Schwebeorganismen (das Mikroplankton) und zwar sind sowohl Pflanzen als auch Tiere seine wesentlichen Urmaterialien. Denn diese echten Wasserorganismen ergeben eine weit grössere Menge organischen Stoffes in den geeigneten Gewässern als die Grossorganismen, die in dieser Beziehung geradezu verschwinden. Es ist bemerkenswert, dass sich die echten Wasserorganismen (echte, weil von den nachträglich zum Wasserleben zurückgekehrten Pflanzen, wie den Wasserrosen usw., hier abgesehen wird), sowohl tierischer als auch pflanzlicher Natur in chemischer Hinsicht einander sehr ähnlich sind und in dieser Hinsicht von den Land- und Sumpfpflanzen abweichen, da die ersteren durch ihren hohen Fett- und Proteïngehalt, die letzteren durch ihren besonders hohen Gehalt an Kohlenhydraten charakterisiert sind. Die Kaustobiolithe, die daher aus der einen oder anderen Gruppe von Organismen hervorgehen, sind in wesentlichen Punkten verschieden.

Sapropelite heissen alle diejenigen Gesteine, die so reich an Sapropel sind, einschliesslich des Sapropels selbst, dass dadurch dem Gestein wesentliche Eigenschaften verliehen werden, gleichgültig, ob es sich um den Kaustobiolith noch im Schlammzustande handelt, oder ob er subfossil gallertige Konsistenz angenommen hat, oder endlich fossil bereits vollständig erhärtet ist.

Es ist begreiflich, dass die Stellen, die Faulschlamm erzeugen, auch leicht eine Zuführung von anorganischem Mineral erhalten, sei es durch den Wind, der Dünensand oder Staub (Löss) hineinblässt, sei es durch Zuflüsse, die ihre Trübe absetzen, etwa ihre Tontrübe, die sich mit dem entstehenden Faulschlamm vermischt, so dass dann ein Sapropelton entsteht. Wo das Wasser sehr kalkhaltig ist, leben in ihm natürlich Kalkskelet und -schalen bildende Organismen besonders reichlich, so dass wir dann zuletzt einen Kalksapropel oder bei reicherem Kalkgehalt einen Sapropelkalk oder endlich, wenn nämlich die verbrennbare organische Substanz vollständig zersetzt ist, einen organogenen Kalk, wie die Rügener Schreibkreide oder unseren Wiesenkalk oder Moorkalk, erhalten: der Kaustobiolith geht dann zu den Akaustobiolithen über. Wo Kalk fehlt, aber kieselschalige Organismen in grosser Fülle zu leben imstande sind, da entsteht dementsprechend ein stark Kieselsäure führender Sapropelit (wie z. B. der Diatomeenpelit, die Kieselgur), der je nach den Umständen ebenfalls

mehr oder weniger brennbare organische Substanz oder gar keine mehr enthalten kann.

Wenn nun auch die Zersetzung bei der Faulschlammbildung durch den Mangel an Sauerstoff sehr weitgehend zurückgehalten wird, so hört doch selbst die weitere, wenn auch sehr langsam vor sich gehende Zersetzung selbst dann nicht auf, wenn ein Zugang von Sauerstoff gänzlich ausgeschlossen ist. Dann erfolgt vielmehr eine sehr langsame Selbstzersetzung, die sich u. a. durch die Entwickelung von Methan und auch Kohlendioxyd anzeigt. Sie ist dadurch charakterisiert, dass der Sauerstoffgehalt des Kaustobioliths mehr und mehr abnimmt, der Wasserstoffgehalt jedoch — und das ist besonders wichtig — so gut wie ständig derselbe bleibt. Dadurch entstehen relativ wasserstoffreiche Kohlenwasserstoffe, d. h. Gesteine, die man als besonders bituminös zu bezeichnen pflegt. Diesen Zersetzungsvorgang, der durch die Eigenartigkeit der Urmaterialien des Sapropels bedingt ist, bezeichne ich daher als Bituminierung.

Die besonders wasserstoffreichen Kohlen, die Mattkohlen sind, gehören zu den Sapropeliten: aus der Tertiärformation der Dysodil, aus dem Karbon die Kannelkohle, die Boghead kohle usw. Sapropelite gibt es in zahllosen und mächtigen Lagern ohne Ausnahme in jeder geologischen Formation. Die Sapropeltone oder -mergel sind fossil unter dem Namen Stinkschiefer oder bituminöse Schiefer, die Sapropelkalke unter dem Namen Stinkkalk oder bituminöser Kalk usw. bekannt. Bei diesem ausserordentlich verbreiteten Vorkommen müssen bei den Bewegungen der Erdkruste (Gebirgsbildung und damit verbundene weitgehende Landsenkungen) immer wieder Sapropelitlager in grössere Teufen geraten sein, wo eine höhere Temperatur herrscht. Diese in Verbindung mit dem dort vorhandenen Druck wird vielfach die Sapropelite soweit angreifen können, dass es bis zu einer Druckdestillation kommt; die Folge ist dann die Entstehung eines flüssigen Kohlenwasserstoffgemenges als Destillationsprodukt, das wir als Petroleum kennen. Im Laboratorium kann man unter Druckdestillation Petroleum schon aus rezentem Faulschlamm, ja sogar aus sapropelbildenden Organismen herstellen. Petroleum würde daher in unserer Klassifikation ein abgeleiteter Sapropelit sein.

Humusgesteine. — Unter Humus versteht man jetzt das aus abgestorbenen, höher organisierten Pflanzen oder Pflanzenteilen nach ihrer unvollständigen Zersetzung hervorgehende brennbare, braune oder schwarze Material. Da Humus sehr stark färbt, macht z. B. ein nur wenige Prozente Humus enthaltender Sand einen sehr stark humushaltigen Eindruck, oder er kann wie reiner Humus aussehen. Das Volk pflegt bereits solche dunkelgefärbten Bodengesteine, z. B. die Erde der Parkböden, Humus zu nennen; es ist jedoch nachdrücklich daran festzuhalten, dass eben nur das kaustobiolithische Material Humus ist, aber die gegebenenfalls beigemengten anorganischen Bestandteile nicht mit dazu gehören.

Die Urmaterialien für Humus sind Pflanzen, und zwar Landpflanzen, jedenfalls solche, deren oberirdische Teile wesentlich an der Luft leben; die Sumpfpflanzen, d. h. diejenigen, die mit ihrem Fusse im Wasser oder in einem nassen Boden zu leben wünschen, spielen die hervorragendste Rolle, denn die Haupthumusbildungsstätten sind ständig nasse Örtlichkeiten, deren Wasser so träge ist, dass eine Sauerstoffzuführung für eine vollständige Verwesung verhindert wird. Demnach sind es stagnierende Wasserstellen, sofern sie flach genug sind

dass Sumpfpflanzen dort wachsen können, die hier in Frage kommen, und Örtlichkeiten, deren Luftfeuchtigkeit bezw. deren Niederschläge hinreichen, um den Boden stets vernässt zu erhalten. Wo diesen Bedingungen genügt ist, entstehen aus den absterbenden Pflanzenmassen mächtige Humuslager, Gelände, die mächtigere Humuslager tragen, heissen Moore.

Aber nicht nur nasse und ständig feuchte Stellen können einen Boden für Humus-Erzeugung abgeben, sondern auch ruhigere, tiefe Seen können und zwar vom Rande des windgeschützten Ufers aus durch die Tätigkeit von Pflanzen verlanden; denn schwimmende Vegetationsdecken vermögen vom Ufer aus ins Wasser hinauszustreben, hinauszuwachsen: Vegetationsdecken, die, indem sie Humus bilden, schliesslich dick genug sind, um Menschen zu tragen, freilich auf einem schwimmenden Untergrunde, wie er bei der schlammigen Beschaffenheit von Seen, die mit einem Sapropelit gefüllt sind, nach ihrer Vertorfung naturgemäss zunächst ebenfalls vorhanden ist. Schliesslich wird aber die Humusdecke, indem sie immer tiefer einsinkt, so mächtig, dass der Boden zum Stehen kommt. Hiernach kann man unterscheiden Schwingmoore und Standmoore. Die Oberfläche dieser beiden Moorformen ist im ganzen meist nass, aber offenes Wasser tritt nur untergeordnet auf. Noch eine dritte Moorform ist zu unterscheiden: die der Sumpfmoore. Wo nämlich Wasserflächen vorhanden sind, die z. B. durch regelmässige Überschwemmung zustandekommen, deren Tiefe so gering ist, dass Sumpfpflanzen auf der ganzen Fläche von vornherein im Untergrunde zu wurzeln vermögen, und wenn dabei die Bedingung für eine Humusbildung, d. h. die nötige Ruhe vorhanden ist, dann haben wir es mit Sumpfmooren zu tun. Ihr Merkmal ist demnach das Vorhandensein von offenem Wasser zwischen den Sumpf- und Moorpflanzen.

Der Humus der Moore ist der Moortorf. Es gibt nämlich noch andere Humusarten, von denen als Beispiel nur der Moder genannt sei. Er ist ein in stärkerer Zersetzung als der Torf begriffener Humus und findet sich z. B. in Wäldern mit gut durchlüftetem Boden und starkem Laubfall bezw. starker Pflanzenproduktion, bei deren Zersetzung daher leicht etwas Humus zurückbleibt. Gegenüber dem Torf handelt es sich aber um ganz untergeordnete Vorkommen. Wo eine stärkere Bodenbewegung durch regelmässig grabende Tiere vorhanden ist, wird der Moder oder auch anderer Humus dem anorganisch-mineralischen Boden beigemengt und so entsteht das, was man Humuserde nennt. (Hierher gehört u. a. die „Schwarzerde").

Da die Landpflanzen wesentlich aus Kohlenhydraten bestehen, ist es begreiflich, dass die Zersetzungsprodukte, d. h. die resultierenden Kaustobiolithe, von denjenigen, die Sapropel als Grundlage besitzen, abweichen müssen: Es entsteht eben Humus oder fossiler Humus, nämlich (Humus-) Braun- und Steinkohle, die u. a. durch ihren weit geringeren Gasgehalt von den Sapropeliten abweicht.

Gegenüber der Bituminierung bei den Sapropeliten — um ihren Zersetzungsprozess als bestimmt charakterisiert hervorzuheben — beschränken wir den Gümbelschen Ausdruck Inkohlung auf die Humusgesteine, die dadurch von der Bituminierung abweicht, dass hier nicht nur der Sauerstoffgehalt, sondern auch der Wasserstoffgehalt allmählich immer mehr und mehr abnimmt. Wir bezeichnen diesen Vorgang nicht als Verkohlung, weil sinngemäss hierunter ein Zukohlenstoffwerden verstanden werden müsste, entsprechend der Verkohlung des Holzes in einem Meiler. Bei der Verkohlung von Holz entsteht Holzkohle, die fossil in-

als alten Kohlen vorkommt und sich infolge von Brand usw. zur Zeit der Entstehung des Lagers gebildet hat. Bei der Inkohlung entsteht Humus (Torf, [Humus-] Kohle usw.), und dieses Erzeugnis der Natur ist kein Kohlenstoff, sondern ein Gemenge von Verbindungen im wesentlichen von festen Kohlenwasserstoffen.

Nicht nur in chemischer Beziehung sind die Sapropelite und Humusgesteine voneinander verschieden, sondern sie unterscheiden sich auch in physikalischer und sonstiger Hinsicht. Enthalten die Sapropelite nur eine hinreichende Menge organischer Substanz, so sind sie in lufttrockenem oder in fossilem Zustande ungemein hart und fest und nur durch starke Schläge mit dem Hammer muschelig brechend zu zerschlagen. Humusgesteine hingegen, mögen sie rezent sein oder paläozoisches Alter haben, sind stets leicht mechanisch angreifbar. Selbstverständlich gibt es dabei Übergangsbildungen, denn wo Torf entsteht, kann sich z. B. während der Überschwemmungen auch Sapropel bilden, und es ergibt sich dann ein gemischter Kaustobiolith, wie er z. B. auch fossil in der Streifenkohle vorliegt, deren Glanzkohlenstreifen dem Torf und deren Mattkohlenstreifen dem Sapropel entsprechen. Unter dem Mikroskop zeigen die Humusgesteine — gleichgültig ob sie rezent, subfossil oder altfossil sind — in einer flockigen, sonst homogenen Grundmasse eingebettet figurierte Bestandteile, die sich für den botanisch-anatomisch Bewanderten sehr leicht als von höheren Landpflanzen herstammend herausstellen. Ganz anders ist es bei den Sapropeliten, bei denen es natürlich ebenfalls gleichgültig ist, ob sie rezent, subfossil oder ganz alt, etwa karbonischen Alters sind. Hier erblickt man übereinstimmend unter dem Mikroskop, sofern in der homogenen Grundmasse noch geformte, von den Organismen herrührende Bestandteile zu erkennen sind, solche von echten Wasserorganismen: mikroskopische Algen, kleine Krebse u. dgl. (Diesbezügliche und sonstige Abbildungen in meinem Steinkohlenbuch).

Von den Humuslagerstätten der Jetztzeit sind es ausschliesslich die Moore, die eine gewaltige Menge von Humus produzieren und in dieser Beziehung allein mit den Lagerstätten unserer fossilen Humusgesteine, den Braun- und Steinkohlenvorkommen zu vergleichen sind. Je nach der für die Pflanzen ausnutzbaren Bodennahrung unterscheidet man Flach-, Zwischen- und Hochmoore. Da die Menge der ausnutzbaren Bodennahrung sich in der Eigenart, insbesondere in der grösseren oder geringeren Üppigkeit bezw. Kümmerlichkeit der Vegetationsbestände zu erkennen gibt, so kann man auch sagen, die genannten Moortypen unterscheiden sich nach ihrem Vegetationsbestande. Die Flachmoore bergen strotzend und üppig aufwachsende Pflanzengestaltungen und Arten, die Hochmoore ganz im Gegensatz dazu keine Pflanzen-Arten mit geringer Stoffproduktion während die Zwischenmoorvegetation eine Mittelstellung einnimmt. Schon bei geringer Kenntnis von den Steinkohlenpflanzen wird man von vornherein vermuten, dass die Steinkohlen-, aber auch die Braunkohlenlager und die Kohlenvorkommen der anderen geologischen Formationen (mindestens in ihrer ganz überwiegenden Mehrzahl) nur fossile Flachmoore sein können. Das hat sich in der Tat namentlich für die Steinkohlenlager als richtig herausgestellt, nachdem unter Tropenklima, nämlich am Äquator auf Sumatra, ein grosses Flachmoor gefunden worden ist, dessen Pflanzentypen in vielen, und zwar besonders bemerkenswerten Punkten an Eigentümlichkeiten von Carbonpflanzen erinnern. Daraus ergibt sich die Richtigkeit der Anschauung: Die Steinkohlenlager des Carbons

sind fossile Moore vom Typus unserer heutigen Tropenflachmoore[1]).

Die Moorkundigen waren bisher der Meinung, dass unter tropischem Klima Moore nicht vorhanden sein und sich demnach nicht bilden könnten. Bei einem solchen Stand unserer Kenntnis ist es ein wesentlicher Schritt vorwärts, wenn wir jetzt wissen, dass das Tropenklima eine weitgehende Moorbildung durchaus nicht verhindert. Wir kennen jetzt den Torf des genannten Tropenmoores, der bis 9 m mächtig dort vorkommt. Er ist in dem mir vorliegenden lufttrockenen Zustande pulverig und sehr gleichmässig dunkelbraun wie erdige Braunkohle gefärbt. Aus einer chemischen Analyse ergibt sich, dass die Torfnatur des Tropen-Flachmoorbodens ganz und gar nichts zu wünschen übrig lässt, und dass es sich bei ihm nach den Begriffen unserer norddeutschen Torftechniker um einen guten Brennstoff handelt, da er nur einen Achengehalt von 6,39% der absolut trockenen Substanz gegenüber 5,09 und 7,04% zweier Vergleichsproben norddeutscher Flachmoortorfe besitzt. Dabei ist zu berücksichtigen, dass als Brenntorf noch ein Torf bezeichnet wird, der bis zu 30% Asche enthält. Danach ist der Tropentorf ein besonders guter Brenntorf, und zwar ein absolut typischer Flachmoortorf. Damit ist nunmehr der Nachweis geliefert, dass auch unter Tropenklima an dauernd mit ruhigerem Wasser besetzten Örtlichkeiten grosse Torflagerstätten, und zwar grosse Sumpf-Flachmoore entstehen können: wohlverstanden in erster Linie und vielleicht ausschliesslich Sumpf-Flachmoore oder allgemeiner Sumpfmoore, weil kaustobiolithisches Material sich überall unter Wasser leichter erhält als über dem Grundwasser. Dieses Ergebnis des sicheren Vorkommens eines grossen ordentlichen, bodeneigenen (autochthonen) Torflagers unter Tropenklima, noch dazu in der Nähe des Äquators, hat nun nicht nur eine hervorragende Bedeutung für die Moorkunde, sondern auch für die Erkenntnis der Kohlenlager führenden geologischen Formationen, zumal des Paläozoikums; denn bei der Tatsache, dass die Pflanzen der produktiven Steinkohlenformation tropischen Habitus und weitere Eigentümlichkeiten aufweisen, die heute die Tropenpflanzen auszeichnen, ist die Frage nach der Torfbildung in den Tropen von erheblicher Wichtigkeit. Glaubte man doch, — veranlasst durch die immer wiederkehrende Angabe des Fehlens von Torflagerstätten unter Tropenklima — zu besonderen Hypothesen greifen zu müssen, um den Widerspruch zu lösen, der sich in dem Vorkommen fossiler Moore (Steinkohlenlager), gebildet aus Vegetationen von Tropenpflanzenhabitus, vor der Kenntnis heutiger typischer Moore zu erkennen gab. Auch in diesem Falle kommt man also nunmehr zur Erklärung dieser Erscheinung vollständig mit Vergleichsdaten aus, wie sie die heutigen Verhältnisse bieten. Diejenigen Moore der Jetztzeit, die man bisher — mangels anderer Beispiele — besonders gern mit den Carbonmooren zu vergleichen geneigt war, wie die gut bekannten grossen Moore im atlantischen Flachland des mittleren Nordamerika, so den „Great Dismal Swamp", liegen nicht in den Tropen; im Winter kann es sogar sehr kalt dort sein. Unter diesen Umständen lagen die Vergleichs-

[1]) Vgl. meine Abhandlung „Die Tropen-Sumpfflachmoor-Natur der Moore des produktiven Carbons (Jahrb. der Kgl. Preuss. Geologischen Landesanstalt für 1909). Hinreichendes darüber aber auch in meiner „Entstehung der Steinkohle". (5. Auflage).

punkte mit den Pflanzen der Carbonmoore naturgemäss ziemlich fern. Jetzt haben wir aber durch die Entdeckung des Sumatra-Tropenmoores einen erfreulichen ersten Einblick in die Lebensart einer Tropenmoor-Vegetation gewonnen und sind nunmehr in der Lage, auf diejenigen Merkmale der paläozoischen Floren zu achten, die im Vergleich mit denjenigen der heutigen Floren für die Moornatur der Steinkohlenlager des Paläozoikums sprechen.

Es sei hier nur kurz darauf hingewiesen, dass der Gesamtcharakter der Carbonpflanzen, ihre Grösse und Üppigkeit unbedingt demjenigen von Flachmoortypen entsprechen. Die Hochmoorpflanzen hingegen sind klein und tragen, so auffällig es scheint, Merkmale von Pflanzen, die trockene Gelände bewohnen. Auch sei daran erinnert, dass sich bis jetzt im Paläozoikum noch keine Moosreste gefunden haben, überhaupt nichts, das sich mit genügender Wahrscheinlichkeit so deuten liesse. Die Epoche der Moose mag allerdings noch in weitem Felde gelegen haben, andererseits ist aber nicht zu vergessen, dass, wenn bereits Moore vorkamen, sie wie heute in den mit unseren Tropenmooren zu vergleichenden fossilen (Steinkohlen-)Mooren event. ebenfalls nicht ihre eigentliche Wohnstätte hatten. In unseren heutigen Hochmooren jedoch spielen die Moose (in erster Linie die Sphagnen) unter allen Pflanzentypen die Hauptrolle. Diese Moose sind aber nordische Pflanzen, unsere Flachmoorpflanzen hingegen weisen auf den Süden. Die Calamariaceen des Paläozoikums sind als Bestände riesige „Röhrichte" gewesen, und unsere heutigen Röhrichte im weitesten Sinne sind in erster Linie Flachmoor-Verlandungs-Sumpfpflanzenbestände. Auch die übrigen Pflanzengruppen der Carbonmoore, deren heutige nächste Verwandte durchschnittlich kleinere Formen aufweisen, waren zur Carbonzeit vielfach baumförmig, so eine Anzahl von Farnen, Lepidodendraceen und Sigillariaceen. Die Sphenophyllaceen dürften ihrer ganzen Ausbildung nach mit ihren oberen Teilen schwimmende Wasserpflanzen gewesen sein. So spricht alles für die Sumpfpflanzen- und Moornatur der Carbonpflanzen und eine Anzahl anderer Tatsachen für ihre Tropenpflanzennatur. Von diesen letzteren sei nur eine einzige hier als Beispiel herausgehoben. Wie die tropischen Holzgewächse vermöge des günstigen Klimas nicht selten ein stetiges Dickenwachstum haben und somit oft der durch ein periodisches Wachstum bedingten Jahresringe entbehren, so fehlen Jahresringe den Holzgewächsen des Carbons durchweg. Diese Tatsache ist ferner ein Hinweis darauf, dass den uns bekannten Carbonpflanzen ständig genügend Wasser zur Verfügung stand, wie das in Sumpfmooren der Fall ist. Denn in den heutigen Tropen steht eine Zuwachszonenbildung in Beziehung zu einem Wechsel von nassen Perioden mit trockenen, wie in unserer mittleren gemässigten Zone zu dem Wechsel eines das Pflanzenwachstum wesentlich unterbrechenden Winters mit einem warmen Sommer.

Die besonders reichliche Moorbildung im Carbon und Tertiär erklärt sich in erster Linie aus der Tatsache, dass diese Formationen die Zeiten hervorragender Gebirgsbildung gewesen sind, wodurch Täler geschaffen wurden und grosse, insbesondere durch Meeresküsten angezeigte Senkungsgebiete, die für Moorbildungen ausserordentlich günstige Örtlichkeiten waren. Bei einer ständigen und fast stetigen Landsenkung mussten an vielen Stellen grosse Moore entstehen, die oft von allochthonen Sedimenten bedeckt so durch Gesteinzwischenmittel getrennt wurden.

Es ist wiederholt die Frage aufgeworfen, bejaht und von anderen Seiten

wieder verneint worden, ob die Reihenfolge Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit den natürlichen Entwickelungsstadien des Humuskaustobioliths entspreche, d. h. ob aus Torf Braunkohle, aus dieser Schwarzkohle (Steinkohle) und aus dieser Anthrazit im Verlaufe der Zeiten und bei der weiteren Umbildung des Gesteins werde. Nach Massgabe der Selbstzersetzung, die, wie sich aus den Exhalationen von $CO_2$ und $CH_4$ ergibt, stattfindet, wird der Kaustobiolith immer sauerstoffärmer und reicher an Kohlenstoff; danach ist gegen die angegebene Reihenfolge, die in chemischer Hinsicht der genannten Tatsache durchaus gerecht wird, nichts einzuwenden. Sie wird durch alle übrigen Tatsachen unterstützt, die schlagend klarlegen, dass die Braun- und Steinkohlenlager Moore wie die heutigen Torflagerstätten gewesen sind. Trotzdem hat die Ansicht etwas Berechtigtes, dass aus Braunkohle der Tertiärzeit nicht ganz genau dasselbe Material werden kann, wie die Steinkohle der Steinkohlenformation. Das liegt offenbar an folgendem: Die Pflanzenwelt hat sich im Verlaufe der geologischen Formationen von einfacheren zu verwickelteren Bauverhältnissen umgestaltet. Manche Eigentümlichkeiten, die wir an heutigen Pflanzen sehen, fehlten noch den Gewächsen des produktiven Carbons. Hier ist besonders ein Unterschied zwischen der Vegetation des produktiven Carbons einerseits und der Tertiärformation andererseits hervorzuheben, nämlich der, dass viele Pflanzen der Tertiärformation harzausscheidende Organe besassen, die den Pflanzen der Steinkohlenformation noch gänzlich fehlten oder die dort jedenfalls ganz wesentlich zurücktraten. Die Harze sind für die Pflanzen Mittel zum Wundverschluss. Wo durch Windbruch, Tierfrass usw. eine Wunde entsteht, die den Atmosphärilien zugänglich ist und der Pflanze leicht Verderben bringt, wird sie von den harzabsondernden Pflanzen luftdicht abgeschlossen, so dass Nässe, Feuchtigkeit und sonstige störende Umgebungsbedingungen in ihren schädlichen Wirkungen beseitigt werden. Eine stark harzhaltige Flora ergibt aber naturgemäss einen anderen Kaustobiolith wie eine Flora, deren chemische Materialien so gut wie ausschliesslich Kohlenhydrate sind, umsomehr, als Harze für unsere Begriffe so gut wie unzersetzbar sind und sich daher bei der weiteren Selbstzersetzung der Kaustobiolithe anreichern. Das kaustobiolithische Endprodukt von Carbonpflanzen und Tertiärpflanzen muss daher verschieden ausfallen.

Liptobiolithe. — Diese Betrachtung führt uns zu der dritten Gruppe der Kaustobiolithe: zu den Liptobiolithen. Der Name soll andeuten, dass die so bezeichneten Kaustobiolithe zurückgeblieben sind. Das ist in dem Sinne zu verstehen, wie es eben angedeutet wurde. Wo Landpflanzenreste, die stark harz- oder wachsharzhaltig sind, sich zersetzen, werden die genannten Produkte sich schliesslich so anreichern können, dass sie fast allein zurückbleiben. Dafür haben wir ein gutes Beispiel aus der Jetztzeit. In Südafrika kommt eine Pflanzengattung vor, die mit den bekannten Pelargonien verwandt ist; das ist die Gattung *Sarcocaulon*. Sie lebt in äusserst trockenen Gebieten und besitzt zum Schutz gegen austrocknende Winde einen sehr starken Panzer aus Wachsharz. Die Pflanzen brennen daher wie Pech und Siegellack und werden u. a. Buschmannkerzen genannt. Ihren Panzer findet man häufig auf grossen Strecken zahlreich herumliegend vor, während die gesamte übrige Pflanzensubstanz infolge von Verwesung vollständig verschwunden ist. Wo solches Panzermaterial durch Wind und Wasser zusammengedriftet zur Ablagerung gelangt, liegt eine Ablagerung von Liptobiolith vor. Eine solche rezente Ablagerung, von der freilich die

Pflanzen, die hier das Material geliefert haben, nicht bekannt sind, findet sich am Tanafluss in Britisch-Ostafrika. Der hier abgelagerte Liptobiolith heisst Denhardtit.

Die Genesis von Liptobiolithlagern scheint überhaupt gern bodenfremd (allochthon) zu sein, d. h. die Vorkommen befinden sich nicht dort, wo die pflanzlichen Urmaterialien entstanden sind, wo die Pflanzen lebten, sondern es hat ein Transport der Pflanzen oder Pflanzenteile und eine Ablagerung auf fremdem Boden stattgefunden. Bei einem Transport wird die Zersetzung organischer Substanzen naturgemäss stark unterstützt und beschleunigt; denn bei der stetigen Bewegung des Wassers und der transportierten Teile kommt mit ihnen ständig der die Zersetzung befördernde Sauerstoff in Berührung. Gerade hierbei wird also in harz- oder wachsharzhaltigen Pflanzen das liptobiolithische Material schnell angereichert und muss schliesslich allein zurückbleiben. Einzelne Harzstücke, die das Driftgut enthält, können zur Einbettung gelangen, was an andere Vorkommnisse fossiler Harze erinnert.

Ein anderer Liptobiolith, der Pyropissit des Weissenfels-Zeitz-Altenburger Braunkohlenbezirks, verdient noch besondere Erwähnung. Die in seinem südlichen Teile vorkommende Braunkohle ist eine Harzkohle, d. h. eine Humuskohle, die mit Harz zum Teil so auffällig vermengt ist, dass die einzelnen Stücke davon aus der Kohle herausgelesen werden können. So zeigt sich schon dem blossen Auge, dass die Braunkohle von einer sehr harzreichen Flora gebildet worden ist, und zwar ist sie, wie die meisten rezenten und fossilen Humuslager überhaupt autochthon. Später jedoch, und zwar in diesem Falle bis in die Diluvialzeit hinein, ist diese autochthone Kohle von den Wassern zum Teil angegriffen und umgelagert worden. Bei einer Wanderung durch die Gruben des Bezirks in nordwestlicher Richtung trifft man nämlich immer häufiger auf Braunkohle, die durch die Zerkleinerung ihres Materials bis zu Pulverform zeigt, dass sie erst als Kohle hierher transportiert worden ist. Bei einem Transport der beschriebenen Harzkohle muss jedoch bei den verschiedenen spezifischen Gewichten der Kohle und des von ihr eingeschlossenen Harzes eine Trennung beider, eine Separation, eintreten, und so findet sich denn in der Tat, je weiter wir nach Nordwesten vordringen, ein immer häufigeres Auftreten von Pyropissit, der weiter nichts als die zusammengeschwemmte Harzmasse ist, — oder vielmehr: in dieser Weise war es einst zu beobachten, denn die Masse des früher vorhandenen Pyropissits ist der Schwelindustrie zum Opfer gefallen; nur kleinere Schmitze stehen noch an, die aber vollkommen genügen, um zur Aufklärung in der angedeuteten Weise zu dienen [1]).

Nach dem Gesagten ist es begreiflich, dass Liptobiolithlager und Liptobiolithe überhaupt im Paläozoicum fehlen.

(Die wiederholten Anfragen nach Materialien für museale Zwecke und zur Untersuchung — insbesondere von reinem rezenten Sapropel und Sapropeliten überhaupt — konnte ich leider schliesslich nicht mehr befriedigen. Ich habe

---

[1]) Auf das Weissenfels-Zeitz-Altenburger Revier bezieht sich meine Abhandlung „Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen“ (Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geolog. Landesanstalt für 1908), die aber ebenfalls hinreichend in meinem Steinkohlenbuch ausgenutzt worden ist.

daher Herrn Dr. Krantz (Rheinisches Mineralienkontor in Bonn a. Rhein, Herwarthstr. 36) gebeten, einzelne Kaustobiolithe und eine ganze Sammlung in Vertrieb zu nehmen.)

---

## Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland.

Von H. Stremme (Berlin).

In den letzten Jahren ist verschiedentlich die Ansicht geäussert worden, die zahlreichen Kaolinlager Deutschlands seien die Überreste einer tertiären Verwitterungsrinde. Man hat sogar in der richtigen Erkenntnis der grossen Bedeutung, die das Verhalten des Eisens bei der Kaolinbildung hat, einen Gegensatz zwischen der Verwitterung der Jetztzeit und der des Tertiärs zu erkennen geglaubt: Während in der Jetztzeit und im Perm eine eisenfixierende Verwitterung statthabe bezw. gehabt hätte, unterschiede sich die tertiäre Verwitterung durch ihre Auflösung und Fortführung des Eisens. Dieser Anschauung glaubte ich auf Grund langjähriger Beschäftigung mit der Kaolinfrage entgegentreten zu müssen. Da ich bei fast allen von mir untersuchten und bei den meisten kartierten Kaolinlagern Deutschlands die Überreste der tertiären Braunkohlenformationen fand, da ferner in der Gegenwart unter Mooren eine rohkaolinähnliche Zersetzung der Gesteine zu beobachten ist, so glaubte ich die Bildung der meisten Kaolinlagerstätten in Deutschland als eine durch kohlensäureführende Moorwässer hervorgerufene Auslaugungserscheinung ansprechen zu müssen. In Deutschland spielen jedenfalls die durch auslaugende Kohlensäuerlinge gebildeten Kaolinlagerstätten eine geringere Rolle. Unter den im Abbau befindlichen ist mir persönlich bisher noch keines von sicher postvulkanischer Entstehung bekannt geworden.

Wenn meine Annahme der rohkaolinbildenden Eigenschaften des Moorwassers richtig ist, dann müssten auch in anderen Formationen unter autochthonen Kohlenlagern ähnliche Erscheinungen zu beobachten sein. Das ist in der Tat der Fall. Herr Gothan teilte mir freundlichst mit, dass die Liaskohle von Fünfkirchen in Ungarn stellenweise einen Diorit in Kaolin umgewandelt habe. Nach Ansicht von Herrn Tannhäuser ist der Neuroder Schieferton im Liegenden der dortigen Steinkohle durch karbonisches Moorwasser umgewandelter Diabas. Die Zersetzungen des Melaphyrs im Liegenden der Steinkohle des Zwickauer Beckens sind jüngst auf meine Veranlassung studiert und als kaolinartige erkannt worden. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Stutzer sind in den englischen Steinkohlenrevieren ähnliche Zersetzungen von Eruptivgesteinen zu beobachten. Über andere alte Kaoline gedenke ich später zu berichten.

Einerseits sehen wir also in allen Formationen die Moorwässer kaolinisieren. Jedenfalls bedarf es einer Decke, die Wasser, Kohlensäure und eventuell reduzierende organische Substanz an den Untergrund abgibt und die bis zu einem gewissen Grade den ausschlämmenden und oxydierenden Atmosphärilien den Zutritt zum Gestein verwehrt. In diesem Sinne sind die Kaolinlager nur mittelbar als Oberflächenbildungen anzusprechen.

Andererseits aber scheint mir der Nachweis gelingen zu wollen, dass wir auch im Tertiär in Deutschland an zahlreichen Stellen die Überreste einer eisenfixierenden Oberflächenverwitterung haben.

Während der Tertiärzeit hat im Gebiete des Deutschen Reiches im Alttertiär überwiegend tropisches Klima, im Miocän subtropisches und im Pliocän weiter abkühlendes geherrscht, und zwar nicht arides, sondern humides. Unter den Klimazonen der Jetztzeit sind die regenreichen subtropischen und tropischen ausgezeichnet durch lebhaft gefärbte Böden. Vielfach herrscht rote Eisenoxydfarbe vor. Die Wanderung und Konzentration des Eisenoxydes ist eine vergleichsweise starke. Von Bohnerzen bis zu dicken Eisenkrusten z. T. mit hohem Mangangehalt sind alle Übergänge vorhanden. Das äusserste Stadium der tropischen Verwitterung ist die genetisch noch immer nicht befriedigend erklärte Lateritbildung, also die Zertrümmerung der in den Feldspatresttonen anzunehmenden Bindung der Tonerde mit der Kieselsäure und die überwiegende Fortführung der letzteren. Wenn wir also im Tertiär nach Verwitterungsböden suchen wollen, so können wir solche in Form von Roterden, oberflächlich verbreiteten Eisenkonkretionen, zumeist wohl von Brauneisen, und Laterit erwarten.

Alle drei Formen sind in der Tat in tertiären Ablagerungen Deutschlands vorhanden und alle drei einzeln auch schon wiederholt als Überreste tertiärer Verwitterungsrinden gedeutet worden.

In Norddeutschland hat Harbort (7) tertiäre Roterden beobachtet. Er schreibt darüber:

„An der Basis der Braunkohlenablagerungen sind zurzeit in den Gruben der Helmstedter Tonwerke blutrote, ausserordentlich fette, 1,5—2,0 m mächtige Tone aufgeschlossen, welche von glimmerreicheren Schnitzen durchsetzt werden. . . . Diese Tone legen sich mit schwacher Diskordanz auf die Augulatenschichten auf. Sie werden überlagert von etwa 8—9 m weissen Braunkohlensanden. Über diesen folgen 3—4 m rote, lateritartige Gesteine, mürbe Sandsteine mit tuffigen Zwischenlagen. Eine genauere, mikroskopische Untersuchung steht zurzeit noch aus, ich beabsichtige eine ausführliche petrographische Beschreibung dieser interessanten Gesteine an anderer Stelle zu bringen. Das Hangende dieser Schichten bilden bis 5 m mächtige, gelbliche Braunkohlensande".

Harbort erwähnt dann weiter noch, dass nach Krusch in den ältesten Tertiärschichten an der deutsch-holländischen Grenze ebenfalls rote Gesteine auftreten und ferner durch Gagel rote Gesteine aus eocänen Ablagerungen Jütlands bekannt geworden seien. Herr Professor Gagel hatte die Liebenswürdigkeit, mir auf meine Anfrage betr. die roten Tertiärtone das folgende mitzuteilen. „Auffallend rote Tone sind ein sehr charakteristischer Bestandteil unseres baltischen Eocäns und lassen sich in fast allen (oder sehr vielen) mir bekannten Eocänfundstellen beobachten. Direkt terrestrische Bildung ist wohl keiner dieser roten Tone, aber die Farbe ist so auffallend und vor allem ihre Wechsellagerung mit blauen (eisenoxydulgefärbten) Schichten, dass ich mich von vorneherein nicht des Gedankens habe erwehren können, es seien verschwemmte Laterittone, und ich habe diesen Verdacht auch publiziert (6). Ich beabsichtige längst, meine Vermutung auch analytisch nachprüfen zu lassen und hoffe, dass dies bald geschehen wird. Wundervoll sind diese roten Tone zu sehen am Rögle Klint auf Fünen, auf Aebelö, bei Kellinghusen, z. T. auch in Hemmoor, nicht ganz so schön auf Fehmarn und bei Uckermünde-Wolgast". Wenn also auch in allen diesen Fällen in Norddeutschland Lateritvorkommen noch nicht analytisch nachgewiesen sind, so wird man nicht ohne Wahrscheinlichkeit an z. T. umgelagerte Roterden, also Oberflächenerscheinungen denken können. Während es sich hier

um alttertiäre und zwar eocäne Vorkommen handelt, sind in Westdeutschland ähnliche Bildungen aus jüngeren Tertiärschichten bekannt geworden.

Auf dem rheinischen Schiefergebirge sind Tertiärbildungen im grossen und ganzen spärlich vertreten. Eine Ausnahme machen hiervon die Senken, namentlich die Westerwaldsenke, in denen Tertiärgesteine reichlich erhalten geblieben sind. Unter diesen sind Tonablagerungen häufig. Zumeist stehen die Tone in Verbindung mit der Braunkohlenformation und sind eisenarm und weiss, grau oder schwarz gefärbt. Aber es kommen auch rotgefärbte Tone vor. So werden in den Erläuterungen zu den Blättern Hadamar, Selters, Rettert, Herborn, Mengerskirchen, Rennerod, Koblenz der geologischen Spezialkarte von Preussen rote oder braunrote, auch braune und gelbliche Tertiärtone erwähnt, die terrestrischer Entstehung sind. Besonders bemerkenswerte Angaben finden sich in den Erläuterungen zu Blatt Selters. Die rote Farbe des Tones ist stellenweise fortgeführt, so dass er graubraun, gelb oder bläulich gefärbt erscheint. Der Ton geht mehrfach in der Flächenausdehnung allmählich in Eisenstein über, der auch in Schnüren die Tonablagerung durchzieht. „Der Eisenstein ist meist gelbbrauner Toneisenstein, seltener nussbrauner, zuweilen schieferiger Brauneisenstein oder lockerer, erdiger Eisenocker von gelber oder roter Farbe". Manganerze kommen ebenfalls vereinzelt darin vor.

Eisensteine von brauner, schwärzlicher oder roter Farbe kommen im Westerwald besonders häufig und in oft beträchtlicher Mächtigkeit überall vor, wo Tertiärablagerungen, Tone, Sande, Kiese, den Stringocephalenkalk und den oberdevonischen Iberger Kalk bedecken. In den Erläuterungen zu Blatt Limburg heisst es auf Seite 20: Die tertiären Ablagerungen von Brauneisenstein und Braunstein fehlen kaum irgendwo, wo der Stringocephalenkalk von Tertiär bedeckt wird und stellen zwar meist nur sehr wenig ausgedehnte, aber doch oftmals sehr mächtige Ausfüllungen unregelmässiger, trichter- oder schlottenförmiger Vertiefungen im Ausgehenden des Kalkes dar". Auch auf den Blättern Eisenbach, Klettenbach, Idstein, Mengerskirchen, Hadamar, Girod, Rettert, Schaumburg wurden solche Eisensteine über dem Stringocephalenkalk kartiert. So sind ferner von Dieffenbach (19) aus der Nähe von Giessen Eisen- und Manganerze von der Oberfläche des Stringocephalenkalkes unter bunten Tertiärtonen beobachtet worden. Aber nicht nur in den Löchern im Stringocephalenkalk (wenn auch hier am häufigsten) kommen Eisenerze vor, in den Erläuterungen zu Blatt Ems S. 33 wird erwähnt, dass in rinnenförmigen Vertiefungen der Schichtenköpfe des Grauwacken- und Tonschiefers Eisenerze abgelagert seien, die aus der Verwitterung eisenschüssiger Partien der genannten Gesteine herrührten. Auch als Bindemittel in den tertiären Sanden und Kiesen kommt Brauneisenstein vor. In den Erläuterungen zu Blatt Selters werden die dortigen roten Tone und Eisensteine als „das Produkt der am weitesten fortgeschrittenen Zersetzung aus dem weitverbreiteten Verwitterungsschutt des Westerwald-Basaltes" angesprochen. Bisweilen scheint es sich bei den Eisensteinen um Raseneisenbildungen zu handeln, deren Material in Form von Karbonaten durch die tertiären Moorwässer ausgelaugt und bei Zutritt der Luft wieder gefällt ist. So kommen auf Blatt Montabaur über kohligen Tonen weisse bis gelbe Sphaerosiderite vor, die teilweise in Brauneisenstein umgewandelt sind und von kohligen Tonen wieder überlagert werden. Aber die Mehrzahl der Eisensteinvorkommen hat wohl kaum eine genetische Beziehung zu den Kohlen. Sie sind z. T. von roten Tonen bedeckt und stehen in keinem

Zusammenhange mit der Braunkohle. Oft sind sie als Verwitterungsprodukte der Schalsteine und in engem Zusammenhange mit diesem vorhanden. Auch kennt man im Bereiche der anderen deutschen Braunkohlenablagerungen entsprechende Eisensteinbildungen zumeist nicht. Ferner haben wir auf den Kalksteinen in solchen Gegenden von Süddeutschland, wo die Braunkohlenbildungen fehlen, die entsprechenden Konkretionen in den Bohnerzen.

Auf den Hochflächen des schwäbisch-fränkischen Jura, auf dem Doggerplateau in Deutsch-Lothringen und auf dem rheinhessischen Tertiärplateau finden sich bekanntlich in der tonigen oder tonigsandigen Tertiärausfüllung der muldenförmigen Vertiefungen, Schlotten, Spalten des Kalksteins die teilweise manganreichen Eisenkonkretionen, deren konzentrisch-schalige, erbsen- bis bohnengrosse Ausbildung als Bohnerz bezeichnet wird. Nach den in diesen Schichten vorhandenen Fossilien ist das eocäne, oligocäne, miocäne und selbst unterpliocäne Alter von solchen Bohnerzbildungen festgestellt worden. Unter den Farben der Tone herrschen gelb, braun, grau und rot vor. Über die Genesis dieser Erze sind sehr verschiedene Ansichten geäussert worden. Stelzner-Bergeat (11) geben hierüber die folgende Zusammenstellung: „Gressly hat sie für die Produkte vulkanischer Emanationen glühender Dämpfe, von Mineralschmelzflüssen und eisen-, kalk-, kieselsäure- und schwefelsäurehaltigen Springquellen angesehen; auch Quiquerez glaubte an solche. Späterhin hat man sie ganz allgemein auf das Zutun von Eisensäuerlingen zurückgeführt, wie dies schon Brongniart und Thirria getan hatten. Greppin hat zuerst auf die Schichtung der bohnerzführenden Ablagerungen hingewiesen und die Erze für Quellabsätze erklärt. Noch in neuerer Zeit hat Grossouvre die Bohnerzablagerungen von Berri als vulkanische Ergüsse schlammiger Massen gedeutet, in deren Gefolge mit Eisen, Kieselsäure und Gips beladene Mineralquellen zutage brachen. Das „siderolithische Phänomen" soll am Ende der Kreidezeit begonnen (Bauxitbildung) und in der Tertiärzeit seine höchste Entwickelung erreicht haben. Nach Deffner wären die Bohnerze hauptsächlich aus Schwefelkieskonkretionen entstandene Pseudomorphosen. Als eluviale Bildungen hat van den Broeck die Bohnerze über den Jurakalken erklärt. Merle erblickt in dem minerai en grains des französischen Jura das Ergebnis einer eluvialen Entkalkung, hält aber die Bohnerze des terrain sidéraxlithigne für ähnlicher Entstehung wie Seeerze. (Stelzners Ansicht:) Man wird manche Bohnerzvorkommnisse als einen eluvialen Rückstand der Kalksteinverwitterung selbst, entsprechend der Bildung der Terra rossa, betrachten dürfen. Aber wahrscheinlich stammt auch der „Letten" der geschichteten Bohnerze nur der oberflächlichen chemischen Zerstörung des Kalksteines, und der Eisengehalt der Verwitterungsresiduen mag sich durch eine Metathese zu den konkretionär-schaligen Eisenerzbohnen in ähnlicher Weise konzentriert haben, wie die Lösskindl im Löss entstanden sind."

Tecklenburg (13), der sich ähnlich über die Bohnerze Rheinhessens geäussert hat, berechnete sogar, wenn der ursprüngliche Kalkstein durchschnittlich ein Volumprozent Eisen- und Mangankarbonat enthalten habe, alsdann ein einen Meter mächtiges und 30% Erze führendes Bohnerzlager der Rückstand einer 30 m mächtigen Kalkbank sei.

Auch Lepsius (8a) fasst die Bohnerze und die Bohnerztone als unlösliche Reste des zerstörten Kalkgebirges auf.

Eine etwas modifizierte Ansicht über die Entstehung der Bohnerze äussert

Walther (14) „Ein breiter Streifen harter Jurakalke zog sich von der Schweiz der Donaulinie entlang bis nach Regensburg, dessen kahle Oberfläche mit tiefen Regenrissen (Karren) bedeckt wurde, die als offene Spalten gähnend in die Tiefe führten. Sie sind oft mit einem ursprünglich roten (Terra-rossa) oder auch braunen Ton gefüllt, dessen hoher Eisengehalt nicht nur in der charakteristischen Farbe, sondern oft noch in rundlichen Konkretionen von Bohnenform (Bohnerz) oder als traubige Überzüge und Krusten erhalten ist.

Man hat diese sonderbaren eisenreichen Tone, die früher vielfach abgebaut wurden, auf die verschiedenste Weise erklärt; bald als Absätze heisser Quellen, bald als Lösungsrückstand des Kalkes. Doch ist ihre Entstehung viel leichter verständlich, wenn wir uns erinnern, dass im norddeutschen Eocän eine Schicht basaltischer Asche eingeschaltet ist. Die vulkanische Wolke, die sich damals wohl von Schottland aus über Deutschland verbreitete, schüttete natürlich auch auf dem Kalkplateau ihre schwarzen, eisenreichen Aschen aus, und diese wurden durch den Wind besonders in den Spalten der Kalkfelsen zusammengefegt. Hier verwittern sie unter dem Einfluss des tropischen Klimas zu rotem Laterit, ihr Eisengehalt sammelte sich zu bohnenförmigen Konkretionen, und als das tropische Klima der feuchten Tertiärzeit sich allmählich immer mehr dem gemässigten Klima der Gegenwart näherte, verwandelte sich der rote Laterit in braunen Lehm. Wie rasch diese Umwandlung vor sich geht, konnte ich an zahlreichen Lateritproben verfolgen, die ich im Jahre 1889 in Indien und Ceylon sammelte. Sie sind im Laufe von zwanzig Jahren in meiner Sammlung alle verändert, ihre karmin- und ziegelrote Farbe hat einem dunklen Braun Platz gemacht und nichts erinnert mehr an die leuchtende Farbenpracht der tropischen Verwitterungsprodukte.

Die Spalten im Jurakalk wurden natürlich nicht nur einmal geöffnet und mit Asche zugefüllt. Dauerten doch die vulkanischen Ausbrüche in Deutschland durch die ganze Oligocän- und Miocänzeit an. Die jeweils auf der schwäbisch-bayerischen Hochebene lebenden Tiere gerieten gelegentlich in offene oder mit zähem Lateritlehm gefüllte Spalten, und ihre Knochen wurden darin wunderbar konserviert".

Dass jedenfalls nicht alle Bohnerztone mit den Roterden der tropischen und subtropischen Gebiete übereinstimmen, geht aus den Untersuchungen hervor, die Fach (9a) auf Meigens Veranlassung an Roterden und Bohnerztonen angestellt hat. Zwei braune pliocäne Bohnerztone von Nimburg und Emmendingen waren in Salzsäure wenig löslich, während eine Roterde von Volosca und eine solche von Neuguinea in Salzsäure fast völlig gelöst wurden. Dagegen verhielten sich ein roter und ein weisser bis hellvioletter Bohnerzton aus dem Schweizer Jura wie die Roterden. Die Schweizer Tone sind alttertiären Alters. Wir haben also im Alttertiär die Zertrümmerung der Kaolinitmolekel wie heute in den Tropen und im Pliocän die Erhaltung der Bindung zwischen Tonerde und Kieselsäure wie heute im gemässigten Klima.

Nach allen diesen Ausführungen ist wohl kein Zweifel, dass es sich bei den Bohnerzbildungen um Oberflächenerscheinungen, um Boden handelt.

Noch eine tertiäre Verwitterungsform ist aus dem Westerwalde zu erwähnen. die Bauxitbildung. In den Erläuterungen zu Blatt Mengerskirchen S. 20 findet sich die folgende Beschreibung des Materials der Eisenerzgrube Waldmannshausen. „Dasselbe tritt oberflächlich und nesterweise an der Grenze von Basalt und Grauwacke auf und besteht aus rundlichen Knollen und Krotzen eines rot- bis gelb-

braunen, erdigen, in rotbraunen Ton eingebetteten Minerals, dessen Eisengehalt bis 30% und darüber steigt. Dasselbe, ein Zersetzungsprodukt des Basaltes darstellend, wurde anfangs für Toneisenstein gehalten, die Untersuchung ergab aber einen so hohen Gehalt von Tonerde, dass dasselbe als Bauxit angesprochen werden muss. . . . Wie sich später zeigte und in den Erläuterungen zu den Nachbarblättern mehrfach hervorgehoben worden ist, erscheint das Mineral in grösseren oder geringeren Mengen über den ganzen Westerwald verbreitet."

Bekanntlich finden sich die bauxitischen Ablagerungen nicht nur im Westerwalde, auch im Gebiete des Vogelsberges sind sie verbreitet und zwar ebenfalls im Zusammenhange mit den im nordwestlichen und westlichen Teile des Vogelsgebirges vorhandenen Eisenerzlagern. Beyschlag (2) hat zwischen Eisenerzen auf primärer und solchen auf sekundärer Lagerstätte unterschieden. Erstere sind in buntfarbige, nach Liebrich (8) und Münster (10) zum Teil bauxitische Tone eingebettet, die nach der Tiefe zu noch Basaltstruktur erkennen lassen. Das Brauneisenerz füllt Klüfte und Spalten in den Tonen aus. Bauxit kommt in diesen auch in Gestalt kleiner Konkretionen vor. Die sekundär gelagerten Erze resultieren aus den primären nach deren späterem Transport durch fliessende Gewässer. Diese Lager sind unregelmässig gestaltet; oft füllen sie schüssel- oder trichterförmige Einsenkungen aus. Ihre Oberfläche ist unregelmässig wellenförmig und wird noch besonders charakterisiert durch das gerade hier häufige Auftreten von wohlgerundeten Bauxitgeröllen, die in eine Kieslage eingebettet sind.

Schon Tasche (16 b), der Blatt Schotten der alten geologischen Karte von Hessen aufnahm, erkannte die Eisensteine des Vogelsberges als Zersetzungserscheinungen der Basalte. Nach ihm hatten Fumarolen die Zersetzung begonnen. „Später übten die atmosphärischen Niederschläge in Vereinigung mit Kohlensäure ihr Recht aus" und unter ihrem Einfluss bildeten sich die Brauneisensteine. Allerdings verwittern die Gesteine in der Jetztzeit an gleicher Stelle anders. Aber die Verwitterungserscheinungen können auch nicht der Jetztzeit angehören, da die Tone, Eisensteine und Bauxite vielfach von diluvialen und alluvialen Ablagerungen bedeckt sind.

Bauer (1) hat den sehr bemerkenswerten Vergleich zwischen Bauxit- und Lateritbildung getroffen. Schon äusserlich zeigen beide die grösste Ähnlichkeit. Auch mikroskopisch und in chemischer Hinsicht besteht Übereinstimmung. Bei beiden kommen auch eisenreiche und tonerdearme neben eisenarmen und tonerdereichen Bildungen vor. Die Eisensteinführung ist ganz die gleiche. — Wie in den Tropen aber neben Lateriten und Lateritlehmen auch regelrechte Verwitterungslehme vorkommen, so hat auch Liebrich (8) Analysen von Vogelsbergtonen aus den Schichten der Bauxitlagerstätten mitgeteilt, nach denen diese ebenfalls nicht als bauxitische Tone, sondern als Verwitterungslehme anzusprechen sind. Ein Unterschied, den Bauer hervorhebt, ist aber bisher noch zwischen den Lateriten und dem Bauxit des Vogelsberges bestehen geblieben. In Begleitung des Bauxites, meines Wissens[1]) hauptsächlich oder nur auf den sekundären Lager-

[1]) Ich habe die Bauxit- und Eisensteinbildungen des Vogelsberges auf 5 Besuchen mehr oder weniger eingehend studiert. Desgleichen sind mir die Eisensteinbildungen des Westerwaldes und süddeutsche Bohnerzablagerungen aus eigener Anschauung bekannt.

stätten, kommen Hornsteinknauern vor, die in Lateriten bisher noch nicht nachgewiesen sind. Bauer war geneigt anzunehmen, dass man in Lateriten wohl auch solche Knauern finden werde, wenn man nur in der richtigen Weise danach suche; nach seiner Ansicht seien die Knauern nichts anderes als die bei der Bauxitbildung aus dem Basalt ausgelaugte Kieselsäure. Könnten nicht doch noch andere Faktoren die Kieselsäureknollen geliefert haben? Im Bereiche des Vogelsberges sind auch Braunkohlen vorhanden, die ja stets Hornsteinbildungen aufweisen. (Endell hat kürzlich sogar eine Überlagerung von Braunkohle, nach seiner Ansicht autochthoner, über bauxitführendem Ton von Wölfersheim bei Friedberg beschrieben. Da möglicherweise durch diese Beobachtung ein wertvoller Fingerzeig für die Bauxitbildung gegeben sein könnte, so habe ich Endells Angaben über die vermeintliche Autochthonie der Lagerstätte an Ort und Stelle nachgeprüft, aber gefunden, dass es sich um sekundär allochthone, unreine Rieselkohle handelt, der jedes Merkmal der Autochthonie fehlt. Unter der antochthonen Kohle des Büdinger Waldes scheint andererseits Bauxit zu fehlen. Wenigstens habe ich bei wiederholten Besichtigungen vergebens darnach gesucht, ebenso auch der mit dem Abbau der Kohle beschäftigte Betriebsführer Wagner.) Die Hornsteinknauern könnten sehr wohl der Braunkohle ihre Entstehung verdanken. Im einzelnen wären aber hier noch viele Untersuchungen zu leisten: Sind die den Bauxiten benachbarten Wetterauer Kohlen alle sekundär allochthon? Wo ist dann ihre ursprüngliche Lagerstätte? Ist die Kohlenbildung gleichalterig mit der Bauxitbildung oder, da im Süden des Vogelsberges zwar Kohle, aber kein Bauxit auftritt, jünger? Gehört event. die Bauxitbildung in einen älteren Abschnitt des Tertiärs mit tropischem Klima und die Kohlenbildung in einen jüngeren mit subtropischem oder gemässigtem? Oder kann das Fehlen des Bauxites im Süden auf stärkere Erosion und Denudation dieses Teiles zurückgeführt werden? Fragen, die wohl erst die noch fehlende Kartierung des Vogelsberges auf den Messtischblättern beantworten wird. Es braucht die ungleiche Verteilung des Bauxites am Vogelsberge nicht gegen die Entstehung des Bauxites als eines lateritischen Verwitterungsproduktes zu sprechen, wie Münster (11) meint. Münster hat sich der Annahme von Chelius (3) angeschlossen, nach der die Eisensteinlagerstätten samt den Bauxiten, da sie sich in der Hauptsache in auffallend geraden Linien, nämlich in ziemlich gerade verlaufenden Abschnitten des Seen- und Ohmtales angeordnet fänden, postvulkanischer Entstehung seien. Münster denkt namentlich an heisse Quellen. Aber aus Münsters Karte und Profilen geht eher hervor, dass die vorhandenen Eisensteinlager sich in den Tälern dieser kleinen Bäche als letzte Überreste einer einst grösseren Decke vor der Erosion und Denudation des Tertiärs und des Diluviums gehalten haben, während die fortgeschwemmten Verwitterungsprodukte der Umgegend zum Teil das Material der sekundären Lager Beyschlags geliefert haben könnten. Immerhin scheint gelegentlich bei postvulkanischen Prozessen eine lateritartige Zersetzung beobachtet worden zu sein. F. W. Clarke (4) berichtet über eine mir unzugängliche Arbeit, die dieses beweisen soll: „W. Maxwell, describing the red soils of the Hawaian Islands, which are derived from lavas by the action of volcanic acids, points out their similarity to laterite."

Für Bauers Ansicht, dass die Bauxite des Vogelsberges den Lateriten der heutigen Tropen entsprechen, lässt sich jedenfalls anführen, dass wir auch sonst, wie die vorstehende Besprechung gezeigt hat, in Deutsch-

land weit verbreitete Überreste einer an tropische und subtropische Verhältnisse erinnernden, tertiären Verwitterungsdecke, also von tertiären Böden haben.

## Literatur.


1. Bauer, Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. Neues Jahrb. 1898. II. S. 163. — Beitrag zur Kenntnis des Laterits, insbesondere dessen von Madagascar. Neues Jahrb. Festband 1907. S. 33.
2. Beyschlag: Die Eisenerze des Vogelsberges. Zeitschr. prakt. Geol. 1897. S. 337.
3. Chelius: Eisen und Mangan im Grossherzogtum Hessen. Zeitschr. prakt. Geol. 1904. S. 360.
4. Clarke: Data of Geochemistry. U. S. Geol. Surv. Bull. 330. S. 417.
5. Freise: Die Tone des Hohen Westerwaldes. Zeitschr. prakt. Geol. 1908. S. 162.
6. Gagel: Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 58. 1906. Monatsber. S. 309.
7. Harbort: Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges. Monatsber. 1909. S. 384.

7a. Lepsius: Geologie von Deutschland. I. S. 555.

8. Liebrich: Beitrag zur Kenntnis des Bauxits vom Vogelsberge. Diss. Giessen. 1891.
9. Meigen: Auf Meigens Veranlassung entstandene Dissertationen.
   a) Fach: Chemische Untersuchungen über Roterden und Bohnerztone. Freiburg 1908.
   b) Schwarz: Chemische Untersuchungen über Bohnerztone und afrikanische Erden. Freiburg 1910.
10. Münster: Die Brauneisenerzlagerstätten des Seen- und Ohmtales am Nordrand des Vogelsgebirges. Zeitschr. prakt. Geol. 1905. S. 242.
11. Stelzner-Bergeat: Die Erzlagerstätten. 1905—1906. S. 1247—1251.
12. Stremme: Über die Beziehungen einiger Kaolinlager zur Braunkohle. Neues Jahrb. 1909. II. S. 91.
13. Tecklenburg: Über die Bohnerze in Rheinhessen. Zeitschr. Berg-, Hütten- und Salinen-Wesen. XXIX. 1881. S. 210.
14. Walther: Geologie Deutschlands. 1910. S. 104.
15. Geologische Spezialkarte des Königr. Preussen; nebst Erläuterungen, Blätter Koblenz, Dachsenhausen, Eisenbach, Ems, Girod, Hadamar, Herborn, Idstein, Klettenbach, Limburg, Montabaur, Rennerod, Schaumburg, Selters.
16. Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen.
   a) Sekt. Giessen (Dieffenbach) S. 18—24.
   b) Sekt. Schotten (Tasche) S. 63.

**Lichtbild Nr. 3.**

## Alpen-Glazial.

**Glaziallandschaft (Fjordlandschaft) des Comer Sees** (Addagebiet).

In seiner heutigen Gestaltung ist der *Comersee* das Ergebnis *glazialer Übertiefung* einer früher vorhandenen Talrinne durch den *Addagletscher*. Sein Boden reicht bis 200 m unter den Spiegel des Mittelmeeres. Die vom Wasser verhüllte Talsohle ist ungemein breit, die Seitenwände fallen fast überall schroff ab und werden von wenig tiefen Erosionsschluchten durchzogen (rechts und im Hintergrunde). Aus dem U-förmigen Tale erheben sich, die Seefläche überragend, gewaltige *Rundhöcker* (Inselberge) als *Insel Isola* (im Vordergrunde) und als *Halbinsel von Lenna* (dahinter). Beide zeigen in ausgesprochener Weise die glaziale Bearbeitung und Abrundung.

Das Bild ist von Sala am Westufer des Como-Armes gegen NO genommen und zeigt die *Gabelungsstelle* des Comer Sees. Von rechts her reicht in den See hinein der Gebirgsteil der *Alta Brianza*, der den östlichen *Lecco-Arm* vom westlichen *Como-Arm* scheidet. Das N.-Ende dieser Landzunge sieht man im Hintergrunde bei *Bellagio*. Im vorderen Teil des Bildes ist der See vorwiegend in geschichtete *Liaskalke* eingeschnitten. Die hohen Berge und schroffen Abstürze des Hintergrundes gehören der *Grigna-Gruppe* an und bestehen zumeist aus mittlerer *Trias* (Esinokalk). Die fernen Berge des Hintergrundes sind *krystallin*.

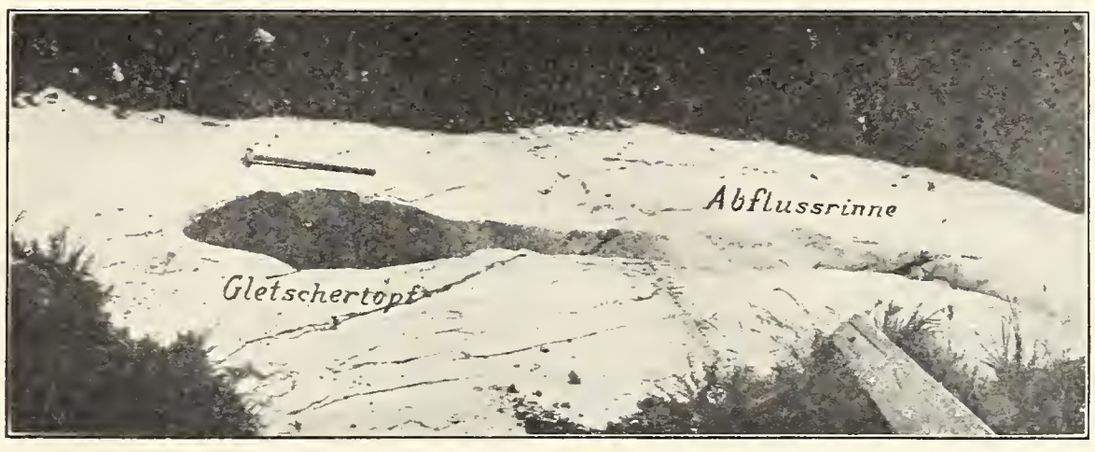
*Aufnahme und Erläuterung W. Paulcke.*

*Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.*

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

**Lichtbild Nr. 4.**

## Alpen-Glazial.




**Gletschertopf mit Abflußrinne bei Nago, Etschgebiet.**

Die Gletschertöpfe bei *Nago* liegen im Gebiet des diluvialen *Sarcagletschers*, der dem Etschgletscher tributär war.

Auf dem Bilde sehen wir eine von Grundmoränenmaterial befreite Stelle des durch den Gletscher *glattgeschliffenen* Untergrundes, welcher aus tertiärem (eozänem) Kalk besteht. — In diese Kalke ist ein tiefes, scharfrandiges *Strudelloch* eingefressen, welches keine Zuflußrinne, wohl aber einen kräftigen *Ablaufkanal* aufweist. — Die Achse des nicht im Bereich eines Wasserlaufs liegenden Strudellochs fällt bergwärts ein.

Aus diesen Eigentümlichkeiten ist mit Sicherheit zu schließen, daß hier ein diluvialer *Gletschertopf* vorliegt, der durch Schmelzwassermassen gebildet wurde, die in einer Spalte des den Fels überlagernden Gletschereises *von oben* herabstürzten, den Fels auskolkten, und so eine sog. Gletschermühle erzeugten.

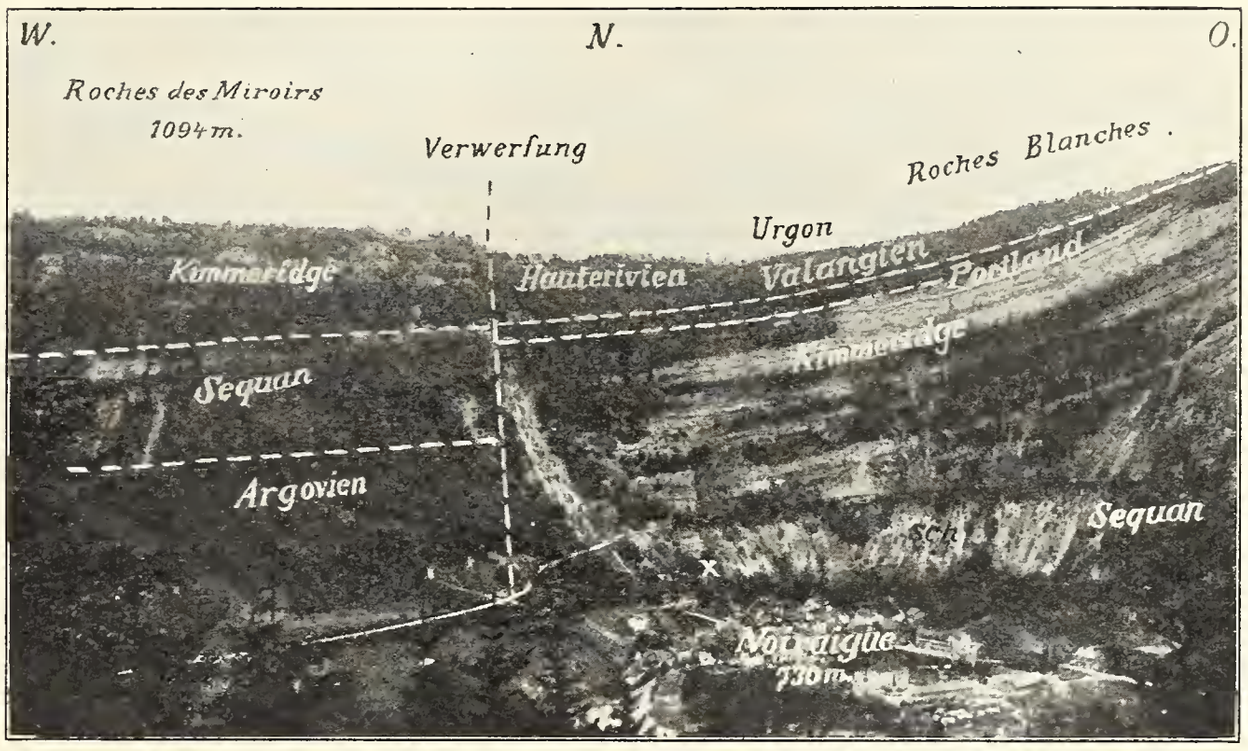
*Aufnahme (Nr. 8403) und Erläuterung W. Paulcke.*

*Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.*

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

**Lichtbild Nr. 5.**

## Juragebirge — Kettenjura.




### Verwerfung bei Noiraigue i. Val de Travers.

Obschon im Schweizer Faltenjura der Faltenbau, stellenweise von Überschiebungen begleitet, vorherrscht, fehlt es doch keineswegs an Transversalverschiebungen und Verwerfungen. Das Bild zeigt die Schichtenfolge des Malm und der Unterkreide vom *Argovien* bis zum *Urgon* an den Abstürzen der *Roches des Miroirs* und der *Roches Blanches* bei *Noiraigue* am oberen Ausgange der *Areuse-Schlucht.*

Die NNO-SSW. streichende *Verwerfung* tritt sowohl in der Verschiebung der einzelnen Schichtglieder als auch landschaftlich deutlich hervor, besonders in dem scharfen Absetzen der kahlen Kimmeridgekalke (rechts) an den bewaldeten Mergeln des Argoviens (links) und an dem Gegensatz zwischen den vorwiegend mergeligen und sanft geböschten Gesteinen des Neocoms (Valangien + Hauterivien — rechts) und den schroff abstürzenden Kimmeridgekalken (links).

Im Orte *Noiraigue* am Fuße der *Roches Blanches* tritt aus den Sequankalken eine starke *Stromquelle* zu Tage (×), deren Wasser aus einem nördlich gelegenen, moorigen Hochtal stammt. Das daher häufig dunkel gefärbte Wasser hat zu Entstehung des Namens von Noiraigue (aqua nigra) Veranlassung gegeben.

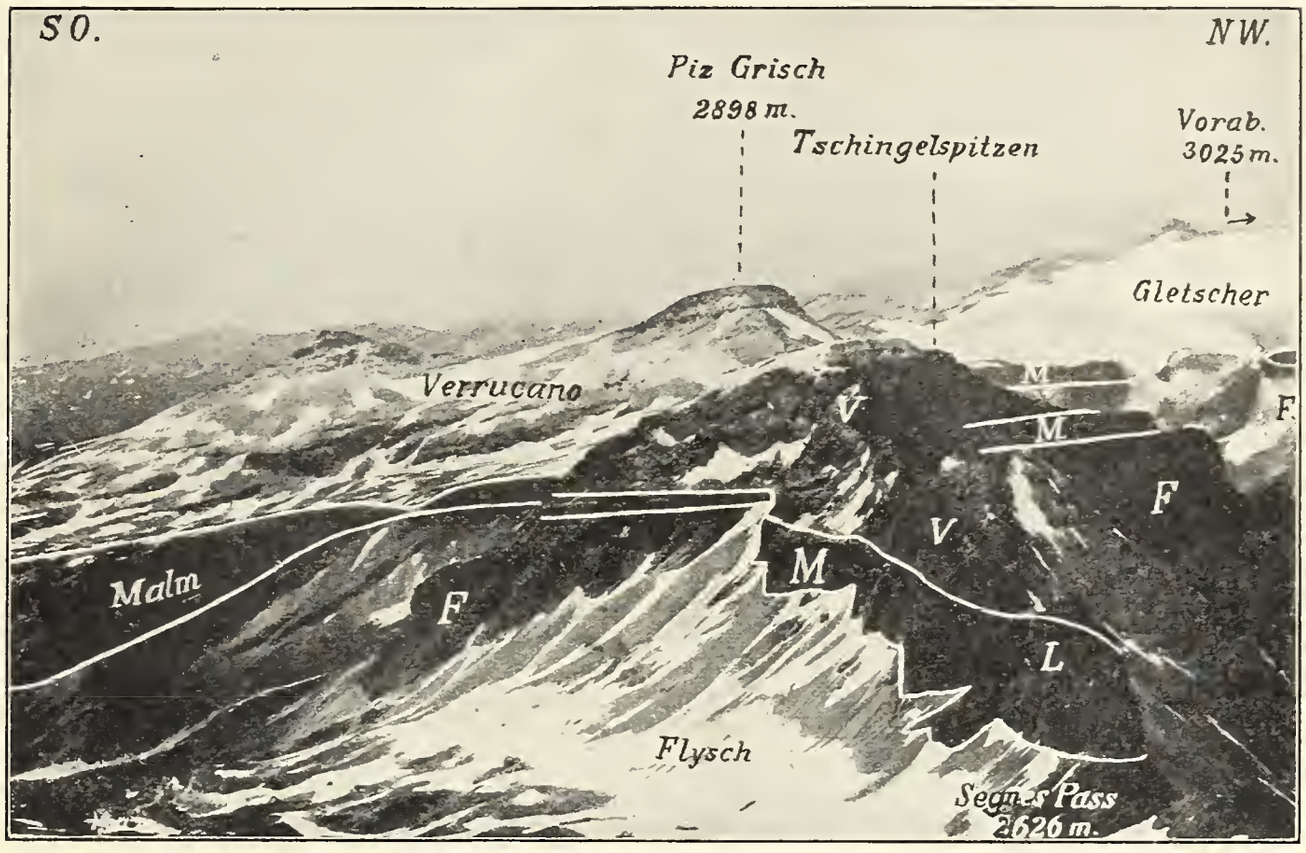
*Aufnahme (Nr. 8020) und Erläuterung W. Paulcke.*

*Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.*

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

**Lichtbild Nr. 6.**

## Westalpen: Helvetische Region. Glarner Decken.




**Piz Grisch, Vorab, Mannen vom Piz Segnes gesehen.**

Die mächtige Überschiebung der tieferen Glarner Decken steigt aus dem Rheintal schräg nach Norden empor, erreicht im Vorab (3025 m) und Hausstock (3156 m) ihre Kulminationspunkte und taucht nach Norden auf geneigter Fläche in die Tiefe unter die sich über ihr entwickelnden höheren Teildecken: Mürtschen- und Säntisdecke.

Das Bild umfaßt den südlichsten Teil eines vom Piz Segnes aus aufgenommenen Panoramas.

Wir sehen im Vordergrund und auf dem Bild rechts (nördl.) unten die junge (alttertiäre) Flysch-Unterlage (*F*). Darauf ruhen in umgekehrter Lagerung Malm (*M*) und Verrucano (Perm — *V*) auf. Aus dem weißen Verwitterungsschutt erhebt sich zunächst das senkrecht klüftende, hellgraue Malmband, dessen Verlauf besonders deutlich im Vordergrund unter den Felstürmen der „Mannen“ (*V—V*) verfolgbar ist; auch an den Nordabstürzen des Piz Grisch (rechts) ist der Malm durch seine steile Böschung kenntlich. Stellenweise ist die Mächtigkeit dieses Gesteinskomplexes außerordentlich stark reduziert, sogar bis auf 0. (Bei *L* das im Malmkalk ausgewitterte Martinsloch.)

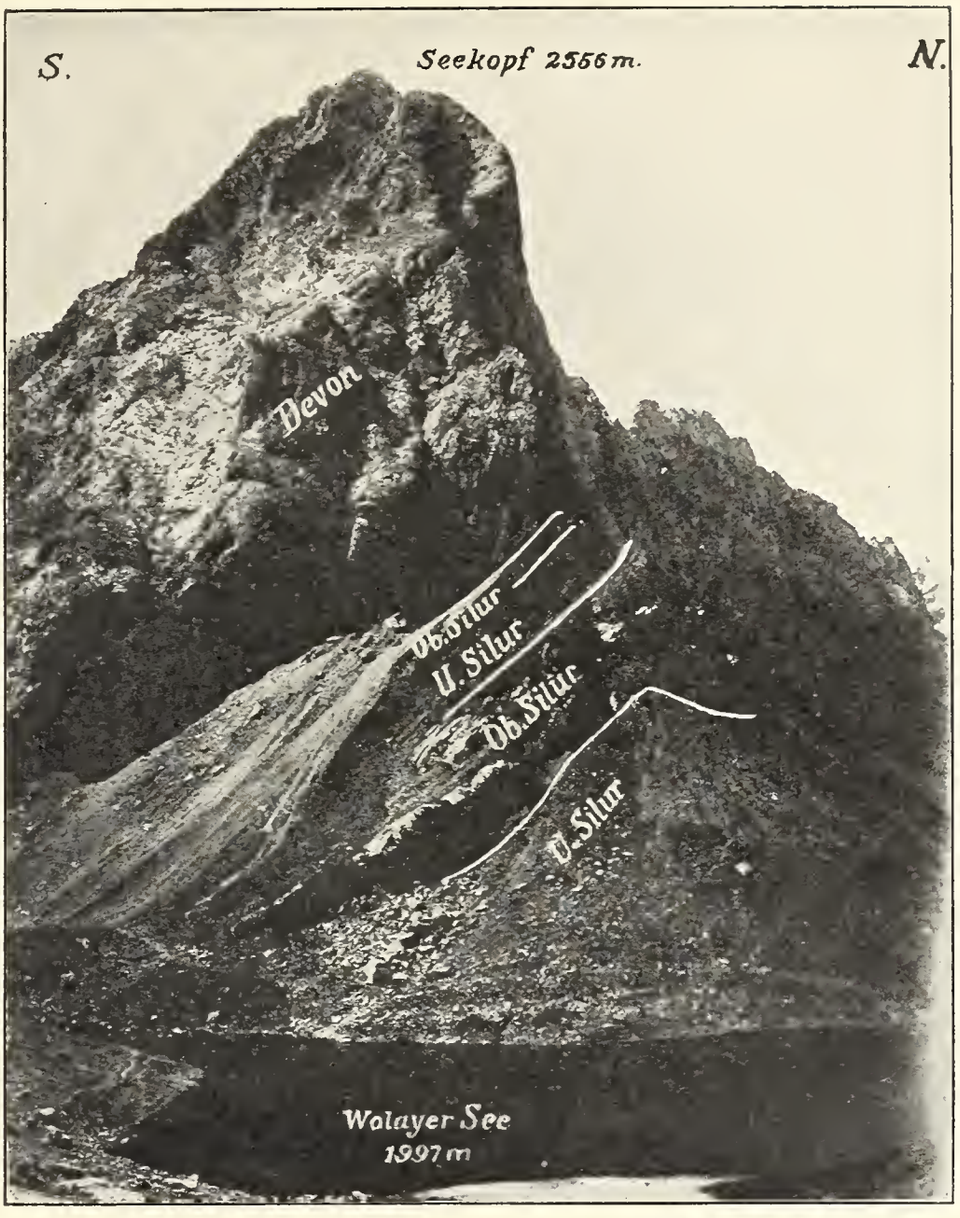
Über dem Malm — in scharfer Linie von ihm abgegrenzt — liegt der dunkler (braun) gefärbte Verrucano (*V*), der, je nachdem härtere Conglomerate („Mannen“ oder Tschingelspitzen) oder weichere Schiefer (Piz Grisch) vorwiegen, schroffere oder weichere Verwitterungsformen aufweist. Der Gletscher in der rechten oberen Hälfte des Bildes führt zum Vorabgipfel.

*Aufnahme (Nr. 1594) und Erläuterung W. Paulcke.*

*Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.*

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

**Lichtbild Nr. 7.** **Karnische Alpen.**




**Silur-Devon Profil des Seekopf (Wolayer See).**

Das für die karnischen Alpen so bezeichnende *marine Paläozoikum* ist besonders gut im *Wolayer-See-Gebiet* entwickelt.

Die Schichtenfolge baut sich nach G. Geyer und A. Spitz folgendermaßen auf: An der Basis

**Untersilur:** schwarze Tonschiefer wechsellagernd mit Grauwacken und Kieselschieferbreccien, die in den oberen Lagen vorwiegen. Darüber

**Obersilur:** α) 10 m weiße und graue Kalke mit Glabellen und Pygidien von Bronteus, Cyphaspis, Proetus; nach oben abgeschlossen durch eine Lage plattiger rötlicher Orthocerenkalke (E. e. 3 Barrande).
β) ca. 25 m rotgefleckte Schiefer und Netzkalke.

**Überschiebung**

**Untersilur:** ca. 40 m dunkle Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine mit Pflanzen (? Archaeocalamiten), Kieselschieferbreccien (hier liegt vielleicht Verquetschung mit Culm vor).

**Obersilur:** ca. 6 m sandige Kalkschiefer mit reichlich Bryozoen, Korallen, Crinoidenresten; ferner Brachiopoden (Strophomena, Orthis). Nach oben wird der Komplex durch weinrote Schiefer mit Cystideen und Crinoidenkelchen abgeschlossen; darüber dunkelgrauer, bräunlich verwitternder Kalk als Abschluß der Silurserie.

**Unterdevon:** Die Hauptmasse des steilabstürzenden *Seekopfs* wird von harten, etwa 800 m mächtigen Riffkalken vorwiegend des *Unterdevon* (E. f. 2 Barrande) gebildet. Die mittleren Massen sind das Äquivalent des Stringocephalenkalkes.

Vergl. Profilzeichnung p. 19 und Beschreibung in Exkursionsführer von G. Geyer. (IX. Internationaler Geologen-Kongress, Wien. Führer Nr. XI.)

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

**Lichtbild Nr. 8.**

## Deutschland.

### Auflagerung von Rotliegendem auf Granit bei Aschaffenburg.

Die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges ist in Mittel- und Süddeutschland nahezu eben oder nur sanft gewellt, wo das Rotliegende darüber transgrediert, weil das alte Gebirge vorher zu einer Rumpffläche eingeebnet war. Die Rumpffläche tritt auf dem Bilde scharf hervor als Grenzlinie zwischen dem massigen, senkrecht zerklüfteten *Granit* und dem schwach fallenden, wohlgeschichteten Sandstein des *Rotliegenden.* Das Hangende wird von Schutt gebildet.

*Aufnahme (Nr. 6066) und Erläuterung W. Paulcke.*

*Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.*

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

# Geologischer Unterricht.

## Geologische Lichtbilder

herausgegeben von der **Geologischen Vereinigung.**

Die Geologische Vereinigung gibt geologische und paläontologische Lichtbilder nebst Erläuterungen zu Lehrzwecken heraus im Formate $9 \times 12$[1]). Die ersten 8 Bilder, welche glazialgeologische, stratigraphische und tektonische Verhältnisse darstellen, mögen als Probe dienen, wie die Art der Herausgabe gedacht ist.

Die Bilder und Erläuterungen erhalten fortlaufende Nummern, sowie Überschriften, die eine Einreihung nach verschiedenen Gesichtspunkten gestatten. Von Zeit zu Zeit wird eine gedruckte Zusammenstellung geliefert, worin die Nummern der Bilder nach dem Stoff geordnet sind.

Die unbemalten, fertig geklebten Bilder werden mit gedruckter Erläuterung zu 1.25 Mk. geliefert; Porto und Verpackung werden besonders berechnet. — **Diese Preise gelten nur für Mitglieder der Geologischen Vereinigung**; für Nichtmitglieder tritt ein Preisaufschlag von 25% ein. Bilder, die durch Bemalung an instruktiver Wirkung gewinnen, werden auch bemalt zu entsprechend höherem Preis abgegeben. Der Preis solcher geologisch bemalter Bilder schwankt im allgemeinen zwischen 1.50 und 6.— Mk. und steigt nur bei komplizierten Karten auf 8.— Mk.

Jedem Lichtbilde wird eine Erläuterung in 8° beigefügt, die zugleich eine Wiedergabe des Bildes als Autotypie oder Umrisszeichnung enthält (mit Ausnahme der Karten). Weitere Exemplare der Erläuterungen (zum Anlegen von sachlich, regional und nach Nummern geführten Katalogen) werden auf Verlangen gesondert zu 10 Pfg. das Stück abgegeben.

Bestellungen sind bis auf weiteres an das **Geologische Institut der Technischen Hochschule, Karlsruhe (Baden)** zu richten. Bei Bestellungen genügt die Angabe der laufenden Nummer und, wenn gewünscht, der Bemalung.

Diesem Hefte liegen die Erläuterungen zu folgenden Lichtbildern bei:

Nr. 1. [**Alpen.** Geologische Übersichtskarte nach Toula. Ohne Erläut. und Abbildung. bemalt 6.— Mk.]

[1]) Diejenigen Bilder, welche auf ein kleineres Format kopiert werden können, ohne erheblich an Brauchbarkeit zu verlieren, werden, auf Wunsch, auch in kleinerem Format ($8{,}5 \times 8{,}5$ oder $8{,}5 \times 9$) zum gleichen Preise wie die Normalbilder abgegeben.

Nr. 2. [**Deutschland.** Geologische Übersichtskarte von SW-Deutschland nach Lepsius. Ohne Erläut. und Abbildung bemalt 4.— Mk.]

Nr. 3. **Alpen.** Glazial. Glaziallandschaft (Fjordtypus) des Comer Sees Mit Erläut. einfach 1.25 Mk.

Nr. 4. **Alpen.** Glazial. Gletschertopf mit Abflussrinne bei Nago im Etschgebiet. Mit Erläut. einfach 1.25 Mk.

Nr. 5. **Juragebirge. Kettenjura.** Verwerfung bei Noiraigue im Val de Travers. Mit Erläut. 1.25 Mk., bemalt 2.— Mk.

Nr. 6. **Alpen. Westalpen.** Tektonik der Glarner Decken im Segnes-Gebiet. Mit Erläuterung einfach 1.25 Mk., bemalt 2.— Mk.

Nr. 7. **Alpen. Dinariden.** Silur-Devon-Profil am Wolayer See, Karnische Alpen. Mit Erläuterung einfach 1.25 Mk., bemalt 2.— Mk.

Nr. 8. **Deutschland.** Rotliegendes auf Granit bei Aschaffenburg. Mit Erläuterung einfach 1.25 Mk., bemalt 1.50 Mk.

---

## Bücher- und Zeitschriftenschau.

**Lehrbuch der Geologie von Deutschland** betitelt sich ein Buch von J. Walther (Leipzig 1910. Quelle u. Meyer, geb. Mk. 7.60.)

Es soll eine Einführung in die erklärende Landschaftskunde für Lehrende und Lernende sein und ist zu diesem Zwecke mit einer etwas rohen aber prägnanten geologischen Strukturkarte und mit zahlreichen Landschaftsbildern, Profilen und Textkarten ausgestattet. Die Absicht des Verf. ist durchaus lobenswert und auch die Diktion und die Art der Darstellung sind geeignet, den Lehrer anzuregen und einzuführen. Aber schon die bildlichen Darstellungen lassen viel zu wünschen übrig, sowohl in der technischen Ausführung, als auch bezüglich dessen, was fehlt — keine Karte der karbonischen Faltenzüge, kein Profil durch Schwarzwald und Vogesen! Am Inhalte wird der Fachmann fast auf jeder Seite etwas zu beanstanden haben, meist tatsächliche Unrichtigkeiten, eine schiefe Ausdrucksweise oder einen Widerspruch mit Angaben an anderer Stelle. Im ganzen wird aber bemerkenswert wenig positives und genaues Wissen in dem doch umfangreichen Buche (358 Seiten) dem Leser übermittelt. An überraschenden Neuigkeiten fehlt es nicht wie Faltungen zur Permzeit im mittleren Schwarzwalde, Molasse als Übergang von Eozän zum Oligozän, Klima der Karbonzeit gleich dem heutigen in Tibet, Diamant mit Asphalt und Petroleum ebenso enge verwandt wie Anthrazit mit Steinkohle, die schweizer Alpen norditalienische Berge usw. usw.

Lehrende wie Lernende tun daher gut, das Buch nur unter ständiger Korrektur mit einem zuverlässigen Lehrbuche zu benutzen. St.

---

**The Geology of New Zealand** by James Park. An Introduction to the Historical, Structural and Economic Geology. 488 pag., 145 illustr., 27 plates and coloured geological map. 1910.

Bis in den Beginn der siebziger Jahre war Neuseeland in Provinzen mit

eigener Verwaltung eingeteilt. Von diesen hatte F. v. Hochstetter 1859 im Auftrage ihrer Regierungen Auckland und Nelson untersucht. Später bestanden geologische Landesuntersuchungen in Otago und Southland unter Hector, in Canterbury und Westland unter Haast und in Wellington unter Crawford. Da jede Anstalt selbständig und ohne sich um die andern zu kümmern vorging, so entstand eine Vielheit von Bezeichnungen für Schichten und Formationen. 1865 wurde eine geologische Anstalt für ganz Neuseeland unter Hector ins Leben gerufen; aber die Provinzialuntersuchungen blieben in Otago und in Canterbury unter Hutton und Haast noch bis 1879 bestehen. Die Hector'sche Anstalt schlief Anfang der neunziger Jahre ein, seit 1904 ist eine neue Landesuntersuchung in Tätigkeit, deren Leiter Dr. Bell ist.

Mitte der achtziger Jahre war zum letzten Male eine zusammenfassende Übersicht des geologischen Aufbaus von Neuseeland erschienen. Seitdem ist das Material gewaltig angeschwollen. So ist es freudig zu begrüssen, dass Prof. James Park, der Direktor der Bergakademie an der Universität von Otago in Dunedin, sich der Aufgabe unterzogen hat, eine Geologie dieser fernen Inselwelt zu schreiben, die eine neue Basis für ihre Kenntnis bildet. Park, der als Mitarbeiter der alten und der neuen Landesanstalt über eine ausgedehnte persönliche Anschauung aller Teile von Neuseeland verfügt, beginnt sein Buch mit einer physiographischen Schilderung der Hauptinseln. Dann folgt die Beschreibung der einzelnen Formationen, der Abbildungen der Fossilien nach Zittel, Hector u. a. beigegeben sind. Das nächste Kapitel ist den bei Neuseeland liegenden Inselgruppen gewidmet. Wie bei den vielen praktischen Aufgaben der Geologie in Neuseeland und bei der Stellung des Verfassers zu erwarten nimmt der Abschnitt über die nutzbaren Bodenschätze der Kolonie einen ziemlich weiten Raum ein. Den Schluss des Werkes bildet eine Bibliographie, für die das Verzeichnis der geologischen Literatur über Neuseeland von Wilckens als Grundlage gedient hat.

Aus der Fülle der bemerkenswerten neueren Beobachtungen, die durch Parks Buch zum erstenmal einem weiteren Leserkreise bekannt werden, mögen die folgenden hervorgehoben sein: Die Maitai-Schichten, die in neuerer Zeit dem Jura zugeteilt worden waren, enthalten keine mesozoischen Fossilien und sind ins Karbon zu stellen. — An der Basis der Wairoa-Schichten, die zur unteren Trias gehören, liegt regelmässig ein grobes Konglomerat aus Blöcken bis zu 5 Fuss Durchmesser aus Granit und anderen kristallinen Gesteinen, welche zwar niemals Polierung oder Schrammen zeigen, aber gleichwohl von manchen neuseeländischen Geologen als Anzeichen einer spätpermischen oder triadischen Vereisung betrachtet werden. Ebenso wird eine bis 1000 Fuss mächtige Breccie an der Basis der Waimangaroa-Serie als glazial angesprochen, was einer Eiszeit im Eozän entspräche. Es muss dazu aber bemerkt werden, dass die glaziale Entstehung in beiden Fällen unbewiesen ist. Die Kreide („Amuri-System") ist reich vertreten, was um so mehr hervorzuheben ist, als ihr Vorkommen auf Neuseeland von anderer Seite, z. B. von Alb. Heim, negiert wurde. Das Alter der neuseeländischen Alpen war unsicher. Neumayr hat sie auf seiner Karte der tertiären Gebirgszüge mit eingetragen, aber Hutton hat ihre Entstehung in die Kreidezeit verlegt, und in diesem Sinne äussert sich auch Alb. Heim. Jetzt kennt man nun von der Südinsel eine Einfaltung tertiärer Schichten in das Gebirge, die sog. „Moonlight-Überschiebung", so dass ein miozänes Alter der süd-

lichen Alpen anzunehmen ist. — Die pleistozäne Vergletscherung hat sich nach Park nicht, wie man bisher glaubte, auf die Südinsel von Neuseeland beschränkt, sondern auch auf der Nordinsel ihre Spuren zurückgelassen.

Die geologische Übersichtskarte unterscheidet sich von der älteren Hector'schen ganz bedeutend. Hervorgehoben sei, dass die kristallinen Schiefer des südwestlichen Fjordgebietes, die bislang als eine gesonderte Masse betrachtet wurden, mit derselben Farbe angelegt sind, wie eine zentrale Zone der südlichen Alpen, die sich bis zur Golden Bay hinzieht. Vielerwärts sind die Grenzen der Verbreitungsgebiete der geologischen Formationen bedeutend verschoben.

Die Ausstattung des Werkes ist eine ganz vorzügliche. Wcks.

---

**Die kristallinen Schiefer**, von U. Grubenmann, zweite neu bearbeitete Aufl. Gebrüder Borntträger 1910. 20 Mk. (XII u. 298 S. XII Taf.)

In der vorliegenden Ausgabe sind die beiden getrennten Teile der ersten Auflage vereinigt worden. Die raschen Fortschritte der Forschung in den letzten Jahren sind nicht nur nachgetragen worden, sondern haben stellenweise zu wesentlichen Änderungen geführt. Insbesondere haben die Beobachtungen über Kontaktmetamorphose, Injektion und Einschmelzungsvorgänge zu Neu-Einschaltungen und Umgestaltungen Veranlassung gegeben. Man erkennt deutlich die starke Einwirkung der skandinavischen Arbeiten (z. B. Sederholm) auf den Standpunkt des Verfassers. Zahlreiche neue chemische Analysen sind eingeführt, ebenso eine Reihe von neuen Illustrationen. Zum ersten Male werden sichere Derivate von Alkaligesteinen als selbständige Gruppe in einem besonderen Abschnitt behandelt. W. Sal.

---

**Geologie von Ostpreussen** von A. Tornquist. (231 S., 71 Textfig. Gebr. Borntträger 1910. Geh. Mk. 10.

Die beiden, in geologischer Beziehung wenig mannigfaltigen Provinzen Pommern und Ostpreussen haben jetzt den Vorzug, fast erschöpfende und sorgfältig verfasste Darstellungen jener geologischen Verhältnisse zu besitzen. Zu Deecke's Geologie von Pommern hat sich jetzt das Tornquist'sche Buch gesellt. Es wird darin so ziemlich alles, was über die Geologie der Provinz bekannt ist, in streng wissenschaftlicher Weise und doch leicht verständlicher und flüssiger Form dargeboten. Zahlreiche, meist vorzügliche Illustrationen fördern das Verständnis. So wird nicht nur der geologisch interessierte Provinzbewohner, sondern auch der fernerstehende das Buch gern und mit Vorteil brauchen, denn verschiedene Abschnitte, wie das Auftreten des Bernsteins, die Diluvialbildungen, die geomorphologischen Verhältnisse und die Tektonik erregen mehr als lokales Interesse und sichern dem Buche eine weite Verbreitung und ausgiebige Benützung. St.

---

**Quarterly Journal of the Geological Society** vol. 66. 1910.

1. M. K. Heslop and J. A. Smythe: On the Dyke at Crookdene (Northumberland) and its Relations to the Collywell, Tynemouth, and Morpeth Dykes 1—18. t. 1,2

Behandelt Basaltgänge von verschiedener Struktur und Zusammensetzung, die aus der Zerlegung eines gleichartigen Magmas durch ungleich rasche Abkühlung erklärt werden.

2. E. St. Cobbold: On some small Trilobites from the Cambrian Rocks of Comley (Shropshire). 19—51, t. 3—8.

3. S. S. Buckman: Certain Iurassic (Lias—Oolite) Strata of South Dorset; and their Correlation. 52—89.

Verf. kann jetzt von der oberen Abteilung des mittleren Lias an bis ins untere Bathonien 36 Abteilungen (Hemeren) unterscheiden, von denen jede einzelne durch bestimmte Ammoniten bezeichnet ist.

— — Certain Jurassic Species of Ammonites and Brachiopoda. 90—110, t. 9—12.

4. Sollas: (On Palaeolithic Man) LIX—LXXXVIII.

Zusammenfassung der neueren Forschungsergebnisse über den paläolithischen Menschen.

5. A. Smith Woodward: On a Skull of Megalosaurus from the Great Oolite of Minchinhampton. 111—115, t. 13.

6. R. H. Rastall: The Skiddaw Granite and its Metamorphism 116—141 mit geol. Karte (t. 14).

Der am Ende des Silurs oder zu Beginn des Devons in eine Antiklinale injizierte Granit-Lakkolith wird von einer ungewöhnlich mächtigen Kontaktzone umgeben. Die drei isolierten Granitvorkommnisse dürften in geringer Tiefe zu einer gemeinsamen Masse zusammenfliessen.

7. W. G. Fearnsides: The Tremadoc Slates and Associated Rocks of South-East Carnarvonshire. 142—188. t. 15—17 (2 Profiltafeln, 1 geolog. Karte.)

Gibt eine eingehende Darstellung der Stratigraphie, bes. aber der Tektonik des schon öfters behandelten Gebietes an der Hand von Profilen und einer geol. Spezialkarte. Die basischen Eruptiva sind jünger als die Faltung.

8. A. R. Andrew and B. A. Bailey: The Geology of Nyassaland (mit paläontol. Beiträgen von Arber, Newton, Traquair) 189—252, t. 18, 19.

Enthält das Ergebnis einer mehrjährigen Durchforschung des Nyassalandes mit schwarzen Karten und Profilen.

9. Ch. J. Gardiner and S. H. Reynolds: The Igneous and Associated Sedimentary Rocks of the Glensaul District (mit paläont. Beiträgen von R. C. Reed). 253—280, t. 20—22.

10. A. M. Finlayson: The Metallogeny of the British Isles. 281—298.

Das Alter der Erzgänge wird als überwiegend hercynisch hingestellt. Vergleiche mit anderen Ländern werden gezogen.

11. — — Problems of Ore-Deposition in the Lead and Zinc Veins of Great Britain. 299—328.

12. S. Moysey: On Palaeocyris and other Allied Fossils from the Derbyshire and Nottinghamshire Coalfield. 329—345, t. 24—27.

13. W. Evans: An Earthquake Model. 346—352. (Besprechung siehe Geol. Rundschau I. 287).

14. F. P. Mennel: The Geological Structure of Southern Rodesia. 353—375, t. 28.

Enthält die erste genauere Darstellung dieses Gebietes nebst geologischer Karte.

15. Th. O. Bosworth: Metamorphism around the Ross of Mull Granite. 376—401.

Wichtige Beobachtungen über die verschiedenen Formen der Kontaktmetamorphose und über regionale Metamorphose in NW-Schottland.

16. Miss H. Drew and Miss J. L. Slater: Notes on the Geology of the District around Llansawel (Carmarthenshire). 402—419, t. 29.

Stratigraphische und tektonische Untersuchungen über das Silurgebiet mit geologischer Karte.

17. J. B. Scrivenor: The Rocks of Pulau Ubin and Pulau Nanas (Singapore) 420—434.

Die dortigen Granitite nebst Gabbro und Norit werden als nachtriadisch und voreozän beschrieben.

18. J. B. Scrivenor: The Tourmaline-Corundum Rocks of Kinta. (Federated Malay States.) 435—449, t. 30, 31.

In den kontaktmetamorphen Gesteinen glaubt der Verfasser Strukturen von Oolithen und Radiolariten zu erkennen.

19. E. W. Skeats: The Gneisses and Altered Dacites of the Dandenong Distrikt (Victoria), and their relations to the Dacites and to the Granodiorites of the Area. 450—469, t. 32—34.

20. W. Cross: The Natural Classification of Igneous Rocks. 470—506. Enthält eine sehr bemerkenswerte, kritische Behandlung der bestehenden Gesteins-Klassifikationen. St.

---

## Gesellschaften, Versammlungen, Institute usw.

Die **Jenaer Gesellschaft für Mineralogie und Geologie** hielt am 12. November ihre Hauptversammlung im grossen Hörsaal des Mineralogischen Institutes ab. Anwesend waren etwa 70 Mitglieder. Herr Geh. Rat Linck hielt einen Vortrag über „die Entstehung der Urgesteine“. Nach dem von Prof. Kolesch erstatteten Jahresbericht zählt die vor 1½ Jahren gegründete Gesellschaft z. Z. 122 Mitglieder. Im Laufe des Sommersemesters wurden 3 Exkursionen veranstaltet. — Zum Vorsitzenden für das neue Vereinsjahr wurde Prof. Henkel-Schulpforta, zum stellv. Vorsitzenden Prof. Wilckens-Jena gewählt.

---

### Internationales Vulkan-Institut in Neapel.

Auf dem Stockholmer Kongress hat Herr J. Friedländer (Napoli, Vomero, Villa Hertha, Via Luigia Sanfelice) den Antrag gestellt ein solches Institut zu begründen. Der Antrag wurde von der zur Prüfung eingesetzten Kommission (Baldacci, Dölter, Ordoñez) befürwortet und von dem Kongress angenommen. Friedländer eröffnet nun die Zeichnungen für das Institut, indem er selbst ein Kapital von 100000 Lire als einmaligen Beitrag zum Baufonds und auf 10 Jahre einen Jahresbeitrag von je 10000 Lire zusagt. Er bittet um Anmeldung von Zeichnungen an seine oben angegebene Adresse mit der Bestimmung, dass wenn

der Gesamtbetrag der Zeichnungen bis zum 1. Januar 1912 nicht wenigstens $1^1/_2$ Millionen Lire an Beiträgen für den Baufonds und 50 000 Lire als Jahresdotation ergebe, die Zeichner frei von jeder Verpflichtung bleiben.

„Die juristische Form des Internat. Vulkan-Instituts wird zunächst die eines Vereins sein, in dem nur diejenigen Mitglieder, die über 10 000 Lire zu dem Kapital oder über 1000 Lire zu den jährlichen Beiträgen gezeichnet haben, Stimmrecht haben. Die Mitglieder mit kleineren Beiträgen, bis zu einem Minimum von 25 Fr. jährlich, haben nur Anrecht auf Bezug der Druckschriften und Veröffentlichungen des Instituts. Der Verein könnte, soweit dies nach den italienischen Gesetzen möglich und für die Erreichung seiner Ziele zweckmässig erscheint, als solcher aufgelöst und in eine Stiftung verwandelt werden."

W. Sal.

---

Auf Betreiben des Geologen Bailey Willis ist im nordwestlichen Montana ein neuer Nationalpark reserviert worden, der **„Glacier National Park"** genannt ist. Wie der Name andeutet, handelt es sich um ein sehr gletscherreiches Gebiet.

---

Die philosophische Fakultät der Universität Berlin hat für 1911 als **Preisaufgabe** u. a. folgendes Thema gestellt: „Die heutigen Vulkane liegen ganz überwiegend relativ nahe dem Meere, bezw. am Meere, selten im Innern der Kontinente. Es soll nun für eine Anzahl erloschener Vulkangebiete in Europa, die in diluvialer und tertiärer Zeit tätig waren, nach Möglichkeit festgestellt werden, welches damals ihre Lage zu grossen Wasserbecken gewesen ist." Das Thema ist erneut ausgeschrieben, weil es das erste Mal nicht bearbeitet wurde.

---

## Personalia.

Nachfolger des † Prof. Zlatarski an der Universität Sofia ist Dr. L. Wankow geworden.

Der Professortitel ist dem Dozenten an der Berliner Bergakademie Dr. Krahmann, Herausgeber der Zeitschrift für praktische Geologie, verliehen.

Gestorben ist der Hallenser Extraordinarius für Mineralogie Prof. Dr. O. Lüdecke am 7. Sept. 1910 in Friedrichroda. Zu seinem Nachfolger ist Prof. Dr. Boecke in Leipzig berufen.

Prof. Dr. K. Busz ist als Vertreter der Universität Münster ins Herrenhaus gewählt worden.

---

# Geologische Vereinigung.

## Sitzungsberichte. — Gruppe Bonn.

Samstag den 3. Dezember in Bonn.

Bergassessor Kukuk berichtet über ein bisher unbekanntes Vorkommen brauner Kohle im Karbon Westfalens.

Die in ihren physikalischen Eigenschaften einer normalen, erdigen Braunkohle gleichende Kohle tritt an mehreren Stellen im Hangenden des Flözes 16 (mittl. Fettkohlenp.) der Zeche Zollverein IV/V in Form eines linsenförmigen Packens von etwa 0,10 m Dicke auf. In chemischer Hinsicht hat sie den Charakter der Steinkohle (Fettkohle). Eine Analyse ergibt eine Ausbeute von: 73,8% Koks, 25% Gas und 1,2% Wasser bei 22,5% Asche. Der Koks ist dunkel und zerrissen. Die Asche enthält viel Eisen. Kalilauge wird nicht gefärbt.

Es erscheint nicht angängig, diese „Pseudobraunkohle“ als nachträglich umgewandelte Schwarzkohle anzusprechen. Sie mag vielmehr das Produkt eines auf der Oberfläche des ehemaligen Steinkohlen-Moores in flachen, mit eisenreichen Lösungen erfüllten Tümpeln vor sich gegangenen Bildungsprozesses darstellen, der eine weiter gehende Verkohlung der Humussubstanz zu Schwarzkohle verhinderte.

Herr Steinmann sprach über die Entstehungsweise der Eisenerzlagerstätten in Norrland (Gellivare und Kirunavaara). Der Vortragende schildert die wesentlichen Merkmale dieser Lagerstätten an der Hand von Demonstrationsstücken und bespricht die verschiedenen Ansichten, die darüber geäussert worden sind, besonders im Anschluss über das jüngst erschienene Werk von P. Geijer: Igneous Rocks and Iron Ores of Kirunavaara etc. Stockholm 1910.

Die innige Verknüpfung gesteinsbildender Silikate wie Hornblende, Augit, Glimmer, Feldspat, Titanit usw. mit dem Erz und dem Apatit verleiht diesen Vorkommnissen in ausgesprochenem Masse den Charakter von magmatischen Bildungen, unbeschadet der untergeordneten pneumatolytischen Mineralien wie Turmalin und Flussspat. Ebenso deutlich spricht sich aber auch der gangartige Charakter der Erzlager aus. Sie gehören dem Pegmatit-Typus der amerikanischen Geologen an. Ein direkter genetischer Zusammenhang mit den Syeniten und Syenitporphyren, an die die Erzlager grenzen, ist aber nicht erweisbar, und einen Magnetit-Syenitporphyr als primäres Gestein gibt es nicht, denn die Erzmassen schneiden entweder an dem Syenitporphyr scharf ab, oder sie dringen auf Klüften und Spalten in sie ein. Aber auch wo das Erz oder die Skarnmineralien in der Form von rundlichen drusenartigen Knollen oder in unregelmässigen Partien im Gestein erscheinen, handelt es sich nicht um Ausfüllung präexistierender Blasenräume eines lavaartigen Gesteins, vielmehr um metasomatische Einwanderungen in die Gesteinsmasse oder um Imprägnationen wie solche auch als Nebenwirkung gewöhnlicher Erzgänge oft genug beobachtet werden. Ebenso darf die tiefgreifende Umbildung der Massengesteine, die mit der Einwanderung der Erze Hand in Hand geht, als Nebenwirkung der Erzgangbildung betrachtet werden.

Effusive Erscheinungen fehlen den umgewandelten Syenitporphyren durchaus; es sind Tiefengesteine von porphyrischer Struktur, eng verknüpft mit körnigen Syeniten. Erkennt man ihnen diese Stellung zu, so liegt auch keine

Veranlassung vor, die Erzlagerstätte als ein Effusivgebilde (Lavadecke-Gejer) aufzufassen, was allen unseren Erfahrungen über die Entstehungsweise solcher Erzlagerstätten widersprechen würde. Es handelt sich vielmehr um epigenetische oder (wenn man Gregory's Bezeichnung vorzieht) hypogenetische Bildungen, um magmatische Abspaltungen von pegmatitischem Charakter, zu dem die Hämatit-Quarz-Gänge wohl als hydrothermale Fazies gehören. Dass sie mit dem Syenitmagma irgendwie zusammenhängen, ist wohl aus verschiedenen Gründen wahrscheinlich, aber nicht erweisbar. Man könnte sich den Zusammenhang auch entfernter denken, als gewöhnlich angenommen wird, und folgendes mutmassen: Ein ursprüngliches Magma von dioritischem Charakter hat sich gespalten in ein syenitisch-granitisches und in ein gabbroides Teilmagma. Das syenitisch-granitische Teilmagma liegt in den sichtbaren Syeniten. Quarzporphyren usw. vor. Das gabbroide Magma hat sich dann bei der Erstarrung gespalten in die normal gabbroiden Gesteine, wie sie in der Umgebung der Lagerstätten auftreten, und in die erzführende Sekretion und Skarn (und ? Metabasit), die aus der Tiefe in die vorher erstarrten syenitischen Gesteine injiziert worden sind. Diese Deutung gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch das Vorkommen mächtiger Gabbromassen am Gellivare Dundret, in denen Pegmatitgänge mit Apatit, Magnetit, Turmalin, Titanit usw., also mit den Mineralien der grossen Magnetitlagerstätten aufsetzen. Mit dieser Deutung kommt man auch über die Schwierigkeit hinweg, sich die gewaltigen Magnetitmassen direkt aus einem Syenitmagma abgeschieden zu denken, und die Erzlagerstätten von Norbotten würden sich nach ihrer Zusammengehörigkeit mit einem Eruptivgestein gut dem Typus der sonstigen zahlreichen Gabbrolagerstätten einreihen.

Die Bezeichnung magmatische Ausscheidung für die epigenetischen Lagerstätten Norrlands ist aber nur in dem Sinne zulässig, als man darunter Ausscheidungen von der physikalischen Beschaffenheit eines pegmatitischen Schmelzflusses versteht, aus denen die Erzmasse und der Skarn sich ausgeschieden haben. Fasst man aber magmatische Ausscheidung in dem engeren Sinne einer Primärausscheidung aus einem Magma, die nach denselben Gesetzen erfolgt, wie die Ausscheidung der einzelnen Mineralien in dem Gestein selbst, so fallen jene Lagerstätten nicht unter diesen Begriff. Sie reihen sich vielmehr mit den gewöhnlichen pneumatolytisch und hydrothermal entstandenen Erzgängen, von denen sich die pegmatitischen nicht scharf scheiden lassen, in die Kategorie der Sekundärausscheidungen ein.

Herr Klockmann bemerkt dazu, dass ihm die Bezeichnung Injektionsgänge für diese Klasse von Erzvorkommnissen passend erscheine.

Herr Klockmann, Aachen, spricht über Beobachtungen, die er an Eisenerzlagerstätten in der Gegend von Melilla an der marokkanischen Küste angestellt hat. Dort treten zwischen anscheinend versteinerungsleeren Dolomiten und Kalksteinen, die regelmässig unter ca. 60° gegen O einfallen, konkordant gelagerte Bänke und Linsen von Ankerit auf. Sie erscheinen in vielfacher Wiederholung und sind offenbar epigenetischer Entstehung durch metasomatischen Absatz des Eisens. Der eiserne Hut dieser an sich unbauwürdigen Lagerstätten ist nun dadurch ausgezeichnet, dass sich in ihm der Eisengehalt bis zu 63 und 65% angereichert hat. Als derber kompakter Roteisenstein beisst das durch den eluvialen Verwitterungsprozess geschaffene Erz zutage aus; es

bildet bankartige Ausstriche bis zu 20 m Mächtigkeit oder überschüttet das Gelände strichweise mit Blöcken und Rollstücken, deren massenhafte Anhäufung weitgehende bergmännische Hoffnungen erweckt haben. Diese werden sich aber an den untersuchten Stellen nicht erfüllen, da jeder Aufschluss deutlich zeigt, dass die Anreicherungszone nur wenige Meter unter die Oberfläche hinabreicht und schon bei 3—5 m der Eisengehalt auf 50% heruntergegangen ist. Neben der eluvialen Anreicherung überhaupt und ihrer geringen Tiefenausdehnung ist es von Interesse, dass die Umwandlung des Ankerits nicht zu Brauneisenstein, sondern zu Roteisenstein, der wahrscheinlich ein Hydrohämatit ist, stattgefunden hat; ferner lehrt das Beispiel, dass die Beschaffenheit und Ausdehnung des eisernen Hutes leicht zu Trugschlüssen über die Natur und Bauwürdigkeit der primären Lagerstätte führen kann.

Herr Welter berichtet über das Vorkommen von Nephrit im Frankenwalde im Serpentin des Eisenbahneinschnitts bei Schwarzenbach a. d. S.

---

## Geologische Vereinigung.

### Einladung zur Hauptversammlung

am Samstag, den 7. Januar 1910, nachmittags 3 Uhr im Kleinen Hörsaal des Senckenbergischen Museums, Viktoria Allee 7.

Tagesordnung:

1. Jahresbericht und Rechnungsablage.
   Anträge.
2. Wissenschaftliche Vorträge.

Bisher sind angemeldet:

Drevermann: Über geologische Museen.
Holzapfel: Zur Paläontologie und Stratigraphie.
v. Seidlitz: Die Deckenüberschiebungen im Sarekgebirge (Schweden).
Steinmann: Die Steinkohlenformation in Südamerika.
Wilckens: Wo liegen in den Alpen die Wurzeln der Überschiebungsdecken?

Weitere Anmeldungen nimmt Herr Dr. Drevermann, Frankfurt a. M., Senckenberg Museum entgegen.

Abends 8 Uhr: Zwanglose Zusammenkunft.

Sonntag, den 8. Januar, morgens 10 Uhr:

Besichtigung des neuen Museums in Mainz unter der Führung des Kustos, Herrn Prof. Dr. von Reichenau.

**Der Vorstand.**

---

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY
3 JAN. 1911

## Auszug aus den Satzungen der „Geologischen Vereinigung".

### § 3. Mitgliedschaft.

*Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt an den Schriftführer*.* Das Eintrittsgeld beträgt 5 M., der jährliche Beitrag 10 M. für Personen sowohl wie für Institute, Bibliotheken usw. Die lebenslängliche Mitgliedschaft einer Person kann durch einmalige Zahlung von 250 M. erworben werden. Wer eine einmalige Zahlung von 1000 M. leistet, wird als Stifter geführt. Alle Mitglieder erhalten die »Geologische Rundschau« unentgeltlich und portofrei zugestellt.

*Der Jahresbeitrag ist bis Ende Januar an den Kassenführer† einzuzahlen*, andernfalls wird er durch Postauftrag erhoben. Verweigerung der Zahlung bedeutet Austritt aus der Vereinigung und zieht Einstellung der Zusendung der Zeitschrift nach sich.

Der Vorstand:

| | |
|---|---|
| Ehrenpräsident: | **E. Suess** (Wien) |
| I. Vorsitzender: | **E. Kayser** (Marburg) |
| Stellvertret. Vorsitzender: | **Ch. Barrois** (Lille) |
| » » | **G. A. F. Molengraaff** (Haag) |
| » » | **A. Rothpletz** (München) |
| » » | **V. Uhlig** (Wien) |
| *Schriftführer: | **Fr. Drevermann** (Frankfurt a. M., Senckenbergisches Museum, Victoria Allee 7) |
| Stellvertret. Schriftführer: | **R. Richter** Frankfurt a. M.) |
| Redakteur: | **G. Steinmann** (Bonn) |
| Mitredakteur: | **W. Salomon** (Heidelberg) |
| » | **O. Wilckens** (Jena) |
| †Kassenführer: | **H. Schulze-Hein** (Frankfurt a. M., Eschenheimer Anlage). |


# B. STÜRTZ IN BONN

Mineralog. und paläontologisch. Kontor

# NEPHRIT

für Geologen und Archäologen in Stücken verschiedener Größe, roh und poliert; dazu die Nebengesteine Serpentin und Spilit aus dem anstehenden Gestein des **Val Faller in Graubünden** (Schweiz). Beschrieben von Herrn Dr. O. A. Welter in Bonn im Band 23 der Verhandlungen des Naturwiss. Vereins Karlsruhe 1910.

# VERLAG von GUSTAV FISCHER in JENA

## Geologische Neuerscheinungen seit 1908

**Einführung in die Beschäftigung mit der Geologie.** Ein Wegweiser für Freunde der geologischen Wissenschaft und der Heimatskunde. Von Dr. *Alfred Berg*. Mit 3 Abbildungen im Text. 1909. Preis: ℳ 1.80, geb. ℳ 2.40.

---

**Vorschule der Geologie.** Eine gemeinverständliche Einführung und Anleitung zu Beobachtungen in der Heimat von *Johannes Walther*, o. ö. Prof. der Geologie und Paläontologie an der Universität Halle. Vierte Auflage. Mit 105 Originalzeichnungen, 132 Übungsaufgaben, 8 Übersichtskarten nebst Literaturverzeichnis für Exkursionen und einem Wörterbuch der Fachausdrücke. 1910. Preis: ℳ 2.50, geb. ℳ 3.20.

Diese **vierte Auflage** ist, um die Benutzung des Buches auf Exkursionen zu erleichtern, **auf besonders dünnem (Baedeker-)Papier** gedruckt.

*Zeitschrift für Schulgeographie, XXIX. Jahrg., Heft 9:*

Der geradezu beispiellose Erfolg dieses geologischen Übungsbuches, des ersten in deutscher Sprache überhaupt, beweist wohl, welche große Lücke in der geologischen Anfängerliteratur durch dieses methodisch durchdachte Buch ausgefüllt wurde.... Über den Inhalt viel zu sagen, ist hier nicht der Platz. Das Büchlein ist ein unumgänglicher Bestand jeder für Geologie und physikalische Geographie benutzten Bibliothek....

---

**Die wichtigsten Tierversteinerungen aus der Kreide des Königreiches Sachsen.** Von Dr. *Karl Wanderer*, Direktorialassistent am kgl. mineralogisch-geologischen Museum in Dresden (Zwinger). Mit 12 Tafeln und 12 Abbildungen im Text. 1909. Preis: geb. ℳ 3.—.

---

**Carl von Linné als Geolog.** Von *A. G. Nathorst.* Mit 2 Tafeln u. 10 Textfiguren. 1909. Preis: ℳ 4.50.

(Aus: Carl von Linnés Bedeutung als Naturforscher und Arzt. Schilderungen, herausgeg. von der Kgl. schwedischen Akademie der Wissenschaften anläßlich der 200 jährigen Wiederkehr des Geburtstages Linnés. Preis M. 20.—, geb. M. 21.50.)

---

**Tabellen zur Gesteinskunde.** Für Geologen, Mineralogen. Bergleute, Chemiker, Landwirte und Techniker. Von Dr. *Gottlob Linck*, o. ö. Prof. der Mineralogie an der Universität Jena. Dritte vermehrte und verbesserte Auflage. Mit 4 Tafeln. 1909. Preis: ℳ 2.—.

---

**Grundriß der Krystallographie** für Studierende und zum Selbstunterricht. Von Dr. *Gottlob Linck*, o. ö. Professor der Mineralogie an der Universität Jena. Mit 604 Originalfiguren im Text und 3 farbigen lithographischen Tafeln. Zweite umgearbeitete Auflage. 1908. Preis: ℳ 11.—, geb. ℳ 12.—.

*Naturwissenschaftliche Wochenschrift Nr. 52, 1896:*

...Im übrigen muß besonders anerkannt werden, daß der Verfasser bei der Auswahl und Bearbeitung des umfangreichen Stoffes mit Sorgfalt und Geschick verfahren ist und das wichtige treffend hervorgehoben hat. Der Grundriß, welcher zudem mit einer überaus großen Zahl sorgfältig gezeichneter Figuren und zwei farbigen Tafeln ausgestattet ist, erscheint somit wohl geeignet, in die Kenntnis der wichtigsten Kapitel der Krystallographie einzuführen und wird zum Gebrauch empfohlen.

---

**Geologische und Paläontologische Abhandlungen.** Herausgegeben von *E. Koken.* Neue Folge.

**Achter Band:** (Der ganzen Reihe XII. Band.)

Heft 5: **Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols.** Von *Paul v. Wittenburg.* Mit 5 Tafeln und 15 Abbildungen im Text. 1908. Preis: M. 12.—.

**Neunter Band:** (Der ganzen Reihe XIII. Band.)

Heft 1: **Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb.** Von *Friedrich Gaub.* Mit 10 Lichtdrucktafeln. 1910. Preis: M. 20.—.

Heft 2: **Isländische Masseneruptionen.** Von *Hans Reck* in Berlin. Mit 20 Abbildungen auf 9 Tafeln und 9 Textfiguren. 1910. Preis: M. 18.—.

Heft 4: **Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der schwäbischen Alb u. dem schweizer Jura.** Von *Richard Lang*, Tübingen. Mit 1 Tafel. 1910. Preis: M. 6.—.

**(Vollständiges Verzeichnis der bisher erschienenen Hefte der „Geol.-paläontol. Abhandlungen" [Neue Folge] kostenfrei.)**


Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.